

Diogo Manuel Moreira Rodrigues

Mestrado em

Riscos, Cidades e Ordenamento do Território

“Sísmica de Refração aplicada ao estudo de fluxos de detritos. Frades, Arcos de Valdevez.”

2013

Orientador: PROF. DOUTOR CARLOS VALDIR MENESES BATEIRA

Coorientador: PROF. DOUTOR RUI MIGUEL MARQUES MOURA

Classificação:

Ciclo de estudos:

Dissertação/relatório/Projeto/IPP:

Versão definitiva

À minha Família que sempre me apoiou um muito obrigado.

Sem vocês este trabalho não teria sido possível.

Esta dissertação também é vossa.

Para minha esposa Wiam El Mahny

E para os meus pais

José Manuel Pereira Rodrigues

Isaura Almeida Moreira

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Doutor Carlos Bateira, agradeço a orientação e a disponibilidade, bem como todo o conhecimento transmitido e os esclarecimentos nas horas de maior dúvida.

Ao Professor Doutor Rui Moura agradeço a co-orientação, os ensinamentos prestados na área da prospeção geofísica e o fato de haver potenciado o material necessário na realização das campanhas de prospeção levadas a cabo. Por último mas não menos importante agradeço a amizade que guardarei para a vida.

À Professora Doutora Laura Soares agradeço a partilha de conhecimentos sobre a área de estudo bem como a bibliografia cedida sobre a mesma, a simpatia e as palavras de incentivo.

Ao Mestre Manuel Teixeira agradeço a disponibilidade que sempre demonstrou no auxílio à realização desta dissertação e ainda as horas de conversa e companheirismo.

Ao Mestre Rui Fernandes agradeço a rapidez com que me socorreu nas alturas em que o ArqGis não executava as tarefas pretendidas.

À Professora Doutora Ana Monteiro, diretora do Mestrado em Riscos, Cidades e Ordenamento do Território, agradeço as condições proporcionadas para a realização deste trabalho.

Ao Geólogo Pedro Pereira agradeço a preciosa ajuda no trabalho de campo bem como a partilha das dores musculares causadas pelo mesmo.

Ao estudante de doutoramento (natural dos Camarões) Roland Ngwatung Afungang, agradeço a ajuda no trabalho de campo bem como a partilha da cultura do seu país.

Ao Doutor Ruslan Umaraliev do Quirguistão, agradeço a ajuda no trabalho de campo e a partilha da visão sobre o conceito de risco no seu país.

RESUMO

A avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente pode ser determinada com recurso a diferentes métodos de avaliação. O objetivo deste trabalho centra-se em determinar os caminhos de escoamento subsuperficial e compará-los com a rede de drenagem superficial da vertente de Frades. Com o intuito de perceber a relação que há entre o escoamento subsuperficial no desenvolvimento e no percurso do fluxo de Frades.

Para determinar os parâmetros físicos necessários para a realização dos modelos de escoamento foi usado o método sísmico de refração, onde as ondas sísmicas provenientes da fonte se dividem em ondas S e P, as ondas P refratam nos contactos litológicos em profundidade, posteriormente recolhidas pelos geofones e permite-nos obter a espessura do manto de alteração. As velocidades obtidas serão normalizadas numa escala cromática entre 300 e 2500 m/s devendo corresponder a uma variação no grau de alteração dos materiais até à rocha mãe para uma melhor visualização e interpretação dos dados obtidos. As velocidades referentes ao manto de alteração estão compreendidas entre os 300 e 800 m/s. Posto isto a espessura média do manto de alteração 8,8m considerando o valor mínimo de espessura verificada de 0 m e o valor máximo de 25,9 m. O valor máximo de espessura verifica-se na área da cicatriz principal, a espessura é potencializada pelo acréscimo de meteorização química e mecânica a que este setor da vertente esteve sujeito ao longo de milhares de anos, devido à existência de falhas, que exercem um efeito de bloqueio, testemunhado pelo conjunto de nascentes alinhadas ao longo da falha e na vertente.

Os caminhos preferenciais de escoamento e a rede de drenagem superficial obtidos, apresentam uma evidente parecença. No entanto, verifica-se que o percurso do fluxo parece ser mais condicionado pelo caminho de escoamento subsuperficial do que propriamente pela rede superficial de drenagem cujo traçado está ligeiramente desviado para N.

Palavras- chave: *Caminhos preferenciais de escoamento; Rede de drenagem; Modelação; Manto de Alteração; Suscetibilidade; Sísmica de Refração; Prospeção Geofísica; Trabalho de campo.*

ABSTRACT

The evaluation of landslides susceptibility can be determined using different methods. The objective of this study focuses on determining subsurface flow paths and comparing them with the superficial drainage network Frades. It also tries to understand the relation between the development of subsurface flow and the flow path of Frades.

To determine the physical parameters required for the realization of these flow models by the used of the seismic refraction method, where the seismic waves from the source are divided into P and S waves, P waves refract in lithologic contacts in depth later collected by the geophones and allows us to thick mantle of change given. The speeds will be obtained in a standard chromatic scale between 300 and 2500 m / s should correspond to a variation in the degree of alteration of the materials to the bedrock for better visualization and interpretation of the data obtained. The velocities for the mantle of change are between 300 and 800 m / s. Having said that the average thickness of 8.8 m mantle of change considering the minimum thickness was observed for 0 m and a maximum of 25.9 m. The maximum thickness is seen in the main area of the scar, the thickness is enhanced by the addition of chemical weathering and mechanical aspects of this industry has been subject over thousands of years ago, due to the fault, which have an effect lock, witnessed by the set of springs aligned along the fault and in the shed.

The preferential flow paths and surface drainage network obtained show a clear resemblance. However, it is verified that the flow path seems to be more conditioned by the subsurface flow path than the proper surface drainage network whose route is slightly shifted to N.

Keywords: *Preferential flow paths; Drainage network; Modeling; Mantle of Change; Susceptibility; Seismic Refraction; Geophysical survey; Fieldwork.*

ÍNDICE

Agradecimentos	2
Resumo	3
Abstract.....	4
Introdução	8
1- Caracterização Geomorfológica da Área de Estudo	11
1.1- Enquadramento Geográfico	11
1.2- Descrição do Processo	13
1.3- Enquadramento Geológico da área de estudo	13
2- Caracterização e Classificação dos Movimentos de Vertente.....	18
2.1- Processos Mecânicos que controlam os Movimentos de Massa	21
2.1.1- Litologia/ estrutura	21
2.1.2- Coesão e Força de Atrito	22
2.1.3- Água- Saturação e poro Pressão	23
2.1.4- Ângulo de Repouso e Grau de Compactação das Partículas.....	24
2.1.5- Atividade antrópica	26
2.2- Classificação dos Movimentos de Vertente	27
2.2.1- Queda/Desabamento	29
2.2.2- Deslizamento	29
2.2.3- Fluxo.....	30
2.2.4- Balançamento	31
2.2.5- Expansão lateral.....	32
3- Caracterização dos Fatores Condicionantes da Vertente de Frades	33
3.1- Parâmetros Topográficos.....	33
3.1.1- Altimetria	33
3.1.2- Declive	34
3.1.3- Curvatura da Vertente	36

3.1.4- Área de Contribuição	38
3.1.5- Caracterização Geomorfológica da Cicatriz	40
3.2- Fator Desencadeantes de Ordem Hidroclimática	44
3.3- Fatores Permanentes associados á vertente de Frades	46
3.3.1- Classificação textural	46
3.3.2- Resistência dos Materiais à penetração	49
3.3.3- Condutividade Hidráulica	52
4-Prospeção Geofísica Sísmica de Refração	54
4.1- Localização relativa e absoluta dos perfis sísmicos	57
4.2- Tratamento dos dados de campo	59
4.3- Interpretação dos dados de campo	63
5-Caminhos preferenciais de Escoamento SubSuperficial e Rede de Drenagem superficial	71
5.1- Modelo topográfico da vertente de frades.....	77
5.2- Caminhos Preferenciais de escoamento subsuperficial.....	78
5.3- Rede de Drenagem superficial	81
6- Análise Multi-Escala Da Cicatriz de Frades	83
7-Análise e Discussão dos Resultados	86
8-Conclusão.....	89
Bibliografia.....	90
Índice de Figuras	95
Índice de Gráficos.....	98
Índice de Fotografias	99
Índice de Tabelas	99
Anexos.....	100
Anexo1	100
Anexo 2	104

Anexo 3	110
Anexo 4	114

INTRODUÇÃO

No decorrer da Licenciatura em Geologia na Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, o interesse por temas mais relacionados com a área de Riscos Naturais e Prospeção Geofísica surgiu. Temas que vim a desenvolver durante a minha formação. No que concerne à Prospeção Geofísica e ao abrigo do programa Erasmus estive um semestre na Universidad de Granada a desenvolver conhecimentos. Tempo no qual, frequentei as aulas de *Iniciacion a la Prospeccion Geofísica e Prospeccion Geofísica* lecionadas pelo Professor Doutor Jesus Galindo.

Já referente aos Movimentos de Vertente em 2011 estive a trabalhar em parceria com o Professor Doutor Rui Moura na ilha da Madeira, auxiliando a Proteção Civil local, na elaboração do Plano de Emergência Municipal da Câmara Municipal do Funchal. O meu trabalho consistia na obtenção de dados físicos do terreno, através da prospeção geofísica usando como método a Prospeção sísmica, sísmica de refração, obtinha valores de espessura do solo, valores esses importantes na análise da suscetibilidade de Movimentos de Vertente.

Durante o Mestrado de Riscos, Cidades e Ordenamento do Território, na Faculdade de Letras da Universidade do Porto, tive a oportunidade de aumentar o meu interesse por temas relacionados com os Riscos Naturais. Por influência das aulas Teórico-Práticas do Professor Doutor Carlos Bateira e da Professora Doutora Laura Soares permitiu-me ter uma visão mais alargada quanto aos Riscos Naturais, bem como à utilização de ferramentas SIG na análise dos mesmos. Ainda durante o Mestrado participei no mini curso de "Cartografia da Suscetibilidade a Movimentos de Vertente". Metodologia de base física, ministrado pela Professora Doutora Bianca Vieira (Universidade de São Paulo, Brasil), curso esse onde surgiu a ideia para esta Dissertação, sendo que nas Metodologias de base física, nomeadamente o Modelo SHALSTAB viria no ano de 2012 ser aplicado pelo Mestre Manuel Teixeira na sua Dissertação de nome: "Avaliação da Suscetibilidade à Ocorrência de Deslizamentos Transnacionais Superficiais. Utilização de Modelos Matemáticos de Base Física na Bacia de Tibo, Arcos de Valdevez", tornando o Manuel Teixeira a primeira pessoa a aplicar este Modelo Matemático de Base Física em Maciço Antigo (Varisco), embora tenha sido aplicado previamente em outros países como o Brasil, os Estados Unidos da

América (EUA) e a Itália, este ultimo na região de Emilia-Régina em contexto sedimentar.

Durante todo este processo de formalização, foi imprescindível a escolha do meu orientador de dissertação, ao qual achei completamente adequado para a área de estudo convidar o Professor Doutor Carlos Bateira. Concluída esta primeira etapa, refleti sobre o tema no qual gostaria de dissertar, foi então que surgiu a hipótese de trabalhar em conjunto com os departamentos de Geografia e de Geologia ambos da Universidade do Porto, criando uma forma de interligar duas áreas fundamentais para este projeto, onde a formação adquirida em Prospeção Geofísica e transmitida em grande parte pelo que se viria a tornar meu co-orientador o Professor Doutor Rui Moura, viria a complementar com a obtenção de dados sísmicos e assim tentar obter resultados mais fiáveis da espessura do manto de alteração granítica.

A etapa seguinte seria a escolha da área de estudo, tendo que ser esta aplicável ao tema anteriormente escolhido. Com o auxílio da Prospeção Geofísica pude obter dados exatos de parâmetros físicos como a espessura do Manto de Alteração, o que me viria auxiliar na análise dos caminhos preferenciais de escoamento subsuperficial e a sua importância como fator despultador de movimentos de vertente. Assim sendo, a escolha foi Frades, Arcos de Valdevez, lugar onde ainda hoje é visível uma cicatriz de um Movimento de Vertente onde no início da tarde do dia 7 de Dezembro de 2000, ocorreu um fluxo de detritos que viria a determinar a morte de 4 pessoas. (Soares 2008). A área de estudo enquadra-se no NW de Portugal, região onde já se desenvolveram outros estudos nomeadamente (Bateira, Martins e Pereira, et al. 2009) e (Teixeira 2012).

“Na realidade, na Região Norte de Portugal, os movimentos de vertente dispersos, aleatórios e frequentes, com grande capacidade destrutiva, sendo que os mesmos já por diversas vezes foram responsáveis por perdas humanas e materiais” (Bateira, Martins e Pereira, et al. 2009).

Relativamente à estrutura o presente trabalho começa com uma breve caracterização da área de estudo, no primeiro capítulo. Seguido de uma breve classificação dos movimentos de vertente no segundo capítulo. No terceiro capítulo farei um breve resumo dos dados recolhidos pela Professora Doutora Laura Soares em 2008 e presentes na sua Tese de Doutoramento com um ligeiro ênfase para as conclusões obtidas então. O quarto capítulo é onde farei a apresentação dos dados

resultantes da metodologia sísmica e dissertarei sobre a prospeção geofísica usada na elaboração do presente estudo. Culminando no capítulo 5 com a apresentação dos caminhos preferenciais de escoamento subsuperficial para a vertente de Frades.

O objetivo da Dissertação centra-se em, pela primeira vez em Portugal, serem apresentados modelos onde se poderá analisar os caminhos de escoamento subsuperficial e compará-los com a rede de drenagem superficial.

1-CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO

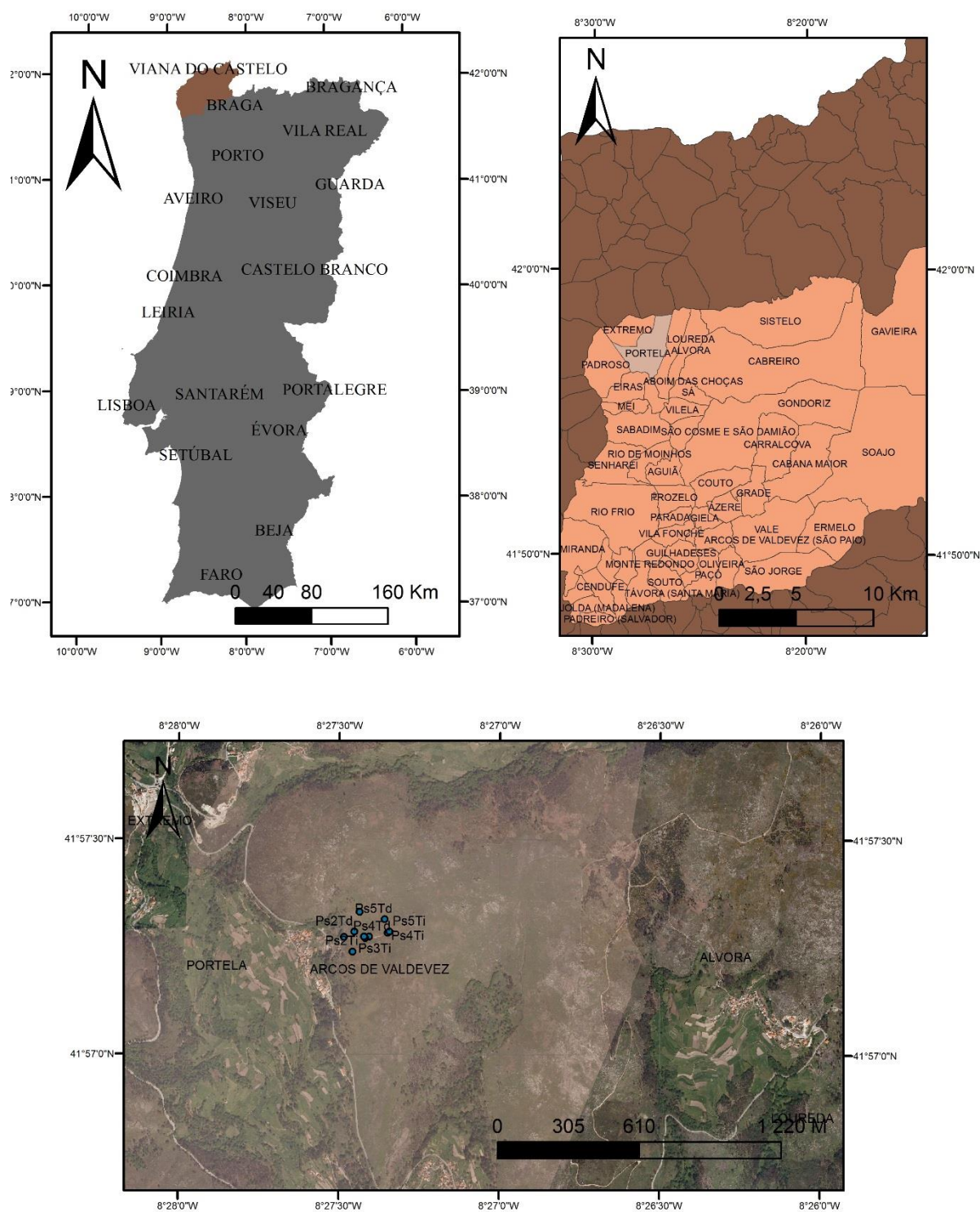
1.1- ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO

A área de estudo situa-se a Noroeste (NW) de Portugal Continental, lugar de Frades a cerca de 12 km a (NNW) de Arcos de Valdevez, distrito de Viana do Castelo. (fig.1)

Este lugar da freguesia da Portela, onde no dia 7 de Dezembro de 2000 um fluxo de detritos ditou a morte de 4 pessoas, destruindo totalmente três habitações e parcialmente outras duas, sendo que os detritos transportados se depositaram maioritariamente a montante das casas e no local das destruições, no caso dos materiais mais moldáveis como as argilas e siltes saturadas atingiram o fundo do vale local onde se situam os campos agrícolas, devastando assim profundamente esta comunidade rural.

Atendendo ao facto de que se pretende obter valores de parâmetros físicos em locais potencialmente instáveis, a área de estudo cinge-se assim à análise de uma única vertente, tratando-se de um estudo à macroescala.

Enquadramento Geral- Frades



Fonte: Instituto Geográfico de Portugal

Sistema de Coordenadas: Lisboa_Hayford_Gauss_I/GeoE

FIGURA 1- ENQUADRAMENTO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO- FRADES.

1.2- DESCRIÇÃO DO PROCESSO

A vertente de Frades, onde ainda hoje é visível a cicatriz deixada na paisagem pelo fluxo de detritos (fig.1) apresenta as condições propícias para a ocorrência de movimentos deste tipo:

- Possui um declive acentuado compreendido entre 33° a 35°,
- A curvatura da encosta atribui-lhe uma forma côncava, exponenciando a circulação de água na vertente. Relembro que ocorrem muitos movimentos de vertente em áreas côncavas,
- O relevo bastante acidentado é definido por um desnível de $\cong 180\text{m}$ num percurso que ronda 380m entre a cicatriz e a área de deposição dos detritos de maior dimensão,
- Apresenta uma cobertura vegetal maioritariamente herbácea e arbustiva esparsa (Soares 2008).

1.3- ENQUADRAMENTO GEOLOGICO DA AREA DE ESTUDO

A zona em estudo situa-se na cadeia Varisca, esta que aflora na zona ocidental da Península Ibérica e forma o Maciço Ibérico. Este Maciço possui distintas zonas geotectónicas, cada uma delas com distintas características paleogeográficas, tectónicas, plutónicas e metamórficas, que estão dispostas de uma forma paralela relativamente à direção das estruturas variscas (Farias, et al. 1987); (Julivert, et al. 1974).

É possível distinguir diversas zonas, no Maciço Ibérico: Zona Cantábrica, Zona Astúrico-Occidental Leonesa, Zona Galaico-Castelhana, Zona Luso-Oriental Alcúdice, Zona Ossa-Morena e Zona Luso-Meridional (Lotze 1945). Posteriormente a 1945, estas mesmas zonas foram objeto de uma subdivisão, tornando-se em Zona Cantábrica, Zona Astúrico-Occidental-Leonesa, Zona Galiza-Trás-os-Montes, Zona Centro-Ibérica, Zona Ossa-Morena e Zona Sul Portuguesa (Julivert, et al. 1974) (Oliveira, et al. 1992.). (Fig. 2)

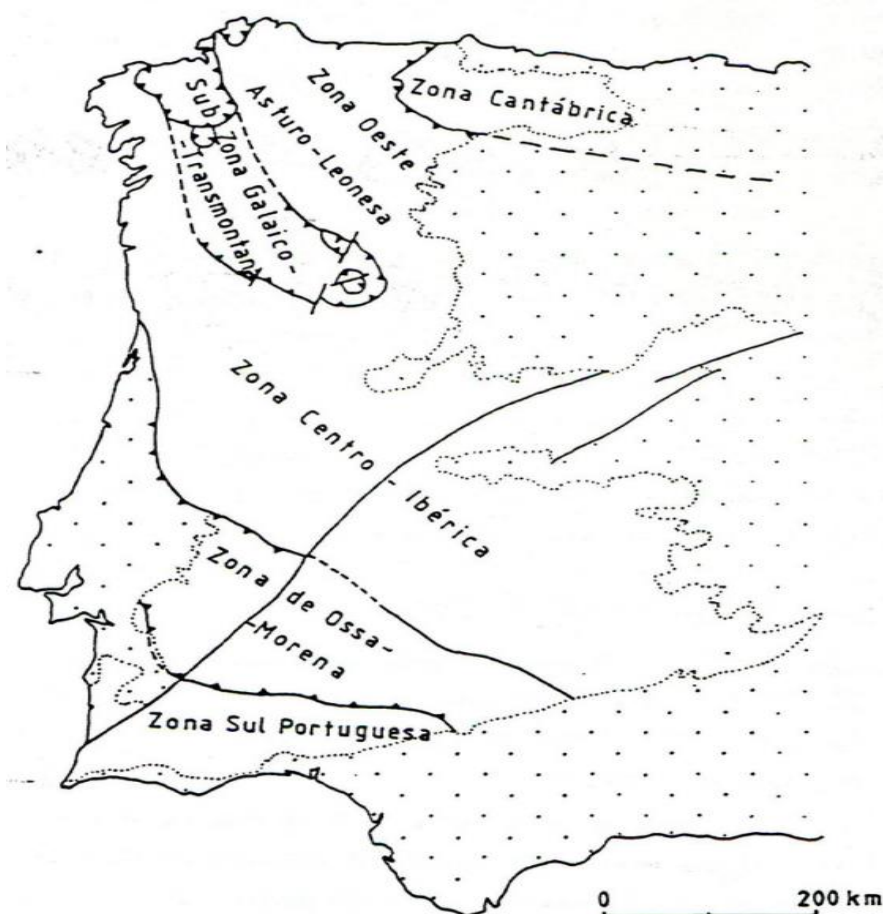


FIGURA 2-UNIDADES GEOTECTÓNICAS FUNDAMENTAIS DE PORTUGAL CONTINENTAL. EXTRAÍDO DE OLIVEIRA ET AL. 1992.

Outros autores como (Noronha, et al. 1979), (Ferreira, et al. 1987) também classificam a área abrangida pelo estudo como Maciço Hespérico, Maciço Antigo – que compõem a Zona Centro Ibérica (ZCI). Mas é preciso referir que apesar de a área de estudo pertencer a terrenos com afinidade à ZCI, está efetivamente na Subzona Galaico-Transmontana sendo esta Zona Parautóctene (Ribeiro, et al. 1996) (Vera 2004) (Gomes 2008) (Teixeira 2012).

Quanto aos granitos eles apresentam várias tipologias, tendo sido definidas várias classificações (Teixeira 2012). A classificação mais completa dos granitoides da ZCI (Zona Centro Ibérica) foi estabelecida com base, maioritariamente, em dados geológicos (Ferreira, et al. 1987). Foram assim propostas varias classificações, dividindo os granitóides em “older granites” e plutonitos mesozonais concordantes (SCHERMERHORN, 1956) *in* (Teixeira 2012), ou seja, granitos autóctones, de metamorfismo térmico e “younger granites”, plutonitos epizonais discordantes (Ferreira,

et al. 1987) (Teixeira 2012), ou seja, granitos alóctones, de metamorfismo de contacto, que afloram à superfície evidenciando as auréolas de metamorfismo. São, assim, definidos três grupos principais de granitóides (pré-orogénicos, sin-orogénicos e tardi a pós- orogénicos) de acordo com a sua fase tectónica de implantação (Noronha, et al. 1979) (Teixeira 2012).

A vertente de Frades apresenta dois tipos de Granitoides, dos 12 descritos na notícia explicativa da folha 1-D Arcos de Valdevez (tab.1) (fig.3), sendo eles o Granito do Extremo e o Granito da Serra Amarela. Ambos expostos e visíveis na cicatriz e canal de transporte dos materiais do deslizamento. Estes Granitos possuem características comuns, são ambos granitos de duas micas de origem hercínica, sinF3, embora o Granito do Extremo seja sub-autóctone e o Granito da Serra Amarela alóctone. (Soares 2008)

TABELA 1- GRANITOIDES QUE AFLORAM NA FOLHA 1-D ARCOS DE VALDEVEZ. EXTRAIDO DE SOARES 2008.

		GRANITÓIDES (Arcos de Valdevez)		
		Designação		Textura
GRANITÓIDES BIOTÍTICOS C/ PLAGIOCLASE CÁLCICA	TARDI A PÓS-OROGÉNICOS	Tardios relativamente fases fracturação frágil tardi- hercínica		<i>Granito do Gerês e Monção</i> <i>Granito de Pauquito</i> <i>Granito de Tieiras</i> Porfíroide, de grão grosseiro a médio Porfíroide, de grão médio Por vezes porfíroide, de grão fino
	SINOROGÉNICOS	Sin a tardi- tectónicos (F3)	<i>Granito de Paredes de Coura</i> <i>Granodioritos da Boalhosa, Padroso e Luzio</i> Porfíroide, de grão grosseiro Porfíroides, de grão médio	
Sin-tectónicos (F3)		Alóctones	<i>Granito de Mezio</i> <i>Granito de Soajo e Ínsua</i> <i>Granito da Serra Amarela</i> <i>Granito do Lindoso e Várzea</i> Porfíroide, de grão médio Por vezes porfíroide, grão médio/grosseiro Grão grosseiro a médio Grão médio	
			Sub-autóctones	<i>Granito do Extremo</i> <i>Granito de Longos Vales e Couço</i> <i>Granito do Vale do Rio Vez</i> Grão fino a médio Grão fino a médio Grão fino a médio

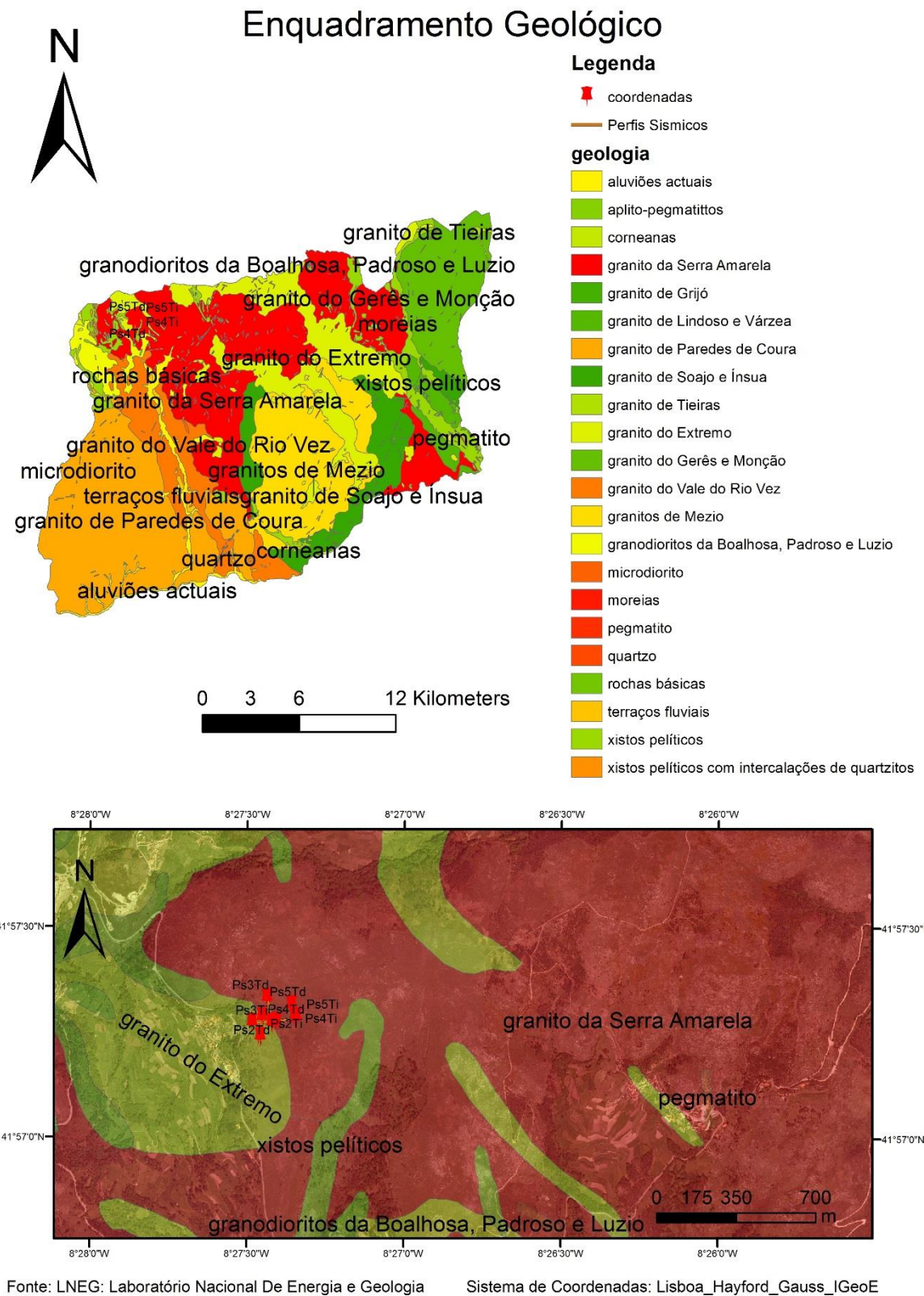


FIGURA 3- ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO- FRADES, ARCOS DE VALDEVEZ.

O Granito do Extremo é uma rocha equigranular de grão fino integrando um afloramento com uma orientação NW-SE. A sua tonalidade cinza-azulada é indicativo de uma rocha sã embora aflore ligeiramente fraturado na área em estudo. O Granito da Serra Amarela por sua vez possui como característica distintiva a sua forte alteração, bem como a sua matriz média a grosseira destacando-se alguns megacristais de feldspato potássico de orientação NW-SE concordante com as estruturas regional e a sua rede de fracturação.

É precisamente no contacto geológico entre estas duas formações que se evidencia um elevado grau de alteração, devido às diferenças texturais de estas. (Soares 2008).

2-CARACTERIZAÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

“Landslide” em português deslizamento de terra, definido por, “*o movimento de vertente para jusante de uma massa de rochas, detritos ou terra*” (CRUDEN 1991), é o termo mais usado em publicações científicas de estudos sobre vertentes, (Cruden e Varnes 1996), (Coch 1995) (CROZIER e GLADE 2004) entre muitos outros estudos. Este termo é muitas vezes utilizado por ser conveniente, uma vez que é um termo que agrupa em si um vasto leque de processos maioritariamente gravíticos que transportam materiais ao longo de uma encosta/vertente (Msilimba 2007).

As características do movimento são maioritariamente gravíticos, mas mesmo assim, outros fatores condicionantes (desencadeantes e permanentes) também têm influência no movimento, segundo (Coch 1995), são:

1. Fatores condicionantes permanentes:
 - 1.1- Litologia e tectónica,
 - 1.2- Declive,
 - 1.3- Grau de compactação das partículas.
 - 1.4- Coesão e força de atrito,
2. Fatores condicionantes desencadeantes:
 - 2.1- Água, (saturação e poro pressão),
 - 2.2- Sismos criam tensões que levam à diminuição das forças de atrito,
 - 2.3- Erupções vulcânicas produzem depósitos de cinzas, as mesmas propícias á ocorrência de movimentos de vertente,
 - 2.4- Maquinaria, o tráfego, explosões e mesmo trovões causam vibrações que podem acionar a instabilidade dos materiais,
 - 2.5- O excesso de peso por acumulação de chuva ou neve, deposição de rochas ou minérios ou criado por estruturas feitas pelo homem podem também acumular tensões e provocar instabilidade ou rutura,
 - 2.6- E a precipitação é o fator mais relevante em Portugal Continental.

No conjunto dos desastres naturais registados em bases de dados internacionais como o caso da EM-DAT, os movimentos de vertente encontram-se entre aqueles que

causaram menos mortos e população afetada e têm menos registos de ocorrências. Embora, devemos ter presente que os registos dos desastres associados aos movimentos de vertente são frequentemente atribuídos aos fatores desencadeantes. Na realidade a EM-DAT fornece uma clara explicação sobre as metodologias utilizadas onde os movimentos de vertente se encontram diferenciados em movimentos de vertente em ambiente seco (desencadeados por sismos) e húmido (desencadeados por precipitação) (S. S. Pereira 2009).

“Deslizamentos de Vertentes podem causar deslocamento, ferimentos ou morte das pessoas quando a sua ocorrência está perto de áreas povoadas, privando sociedades e nações de recursos humanos muito necessários.” (Msilimba 2007)

Um exemplo típico é o 1966 Aberfan Deslizamento de Vertente no País de Gales, que destruiu uma escola, matando cinco professores e 116 alunos (Alexander, 1993). Em 1998, 1.573 pessoas morreram e 10.000 ficaram feridas por deslizamentos de terra na China (Huabin et al., 2005). De entre de os milhões de Movimentos de Vertente registados todos os anos apresentarei seguidamente na tabela 2 alguns movimentos históricos catastróficos compilados por McCall (1992) and Higaki (2000) in (Msilimba 2007).

TABELA 2- IMPATO CAUSADO POR MOVIMENTOS DE VERTENTE (INTERNACIONAL)

Local	Data	Tipo de Movimento	Volume estimado em Milhões de m ³	Impato
Java	1919	Escoada de Detritos		5100 Mortos e 140 Aldeias Destruidas
Kure, Japão	1945			1154 Mortos
S.W. de Tóquio, Japão	1958			1100 Mortos
Vaiont, Itália	1963	Deslizamento de Rochas	250	Cerca de 26000 Mortos
Rio de Janeiro	1966			1000 Mortos
Rio de Janeiro	1967			1700 Mortos
Virginia, EUA	1969	Escoada de Detritos		150 Mortos
Japão	1969-1972	Vários		519 Mortos, 7328 Casas Destruidas
Chungar	1971			259 Mortos
Kamijima	1972			112 Mortos
Mount Semeru	1981			500 Mortos

Pacita, Peru	1983			233 Mortos
Nepal Oeste	1983			186 Mortos
Dongxiang, China	1983		3	272 Mortos e 4 Aldeias Destruídas
Kansu, China	16/12/1920	Escoada de Detritos		200,000 Mortos
Califórnia, EUA	31/12/1934	Escoada de Detritos		40 Mortos, 400 Casas Destruídas
Ranrachirea	10/6/1962	Avalanche de Detritos	13	3500 Mortos
Abefan, Wales	21/9/1966		0.1	144 Mortos
Sul de Itália	1972-1973	Vários		100 Aldeias Evacuadas
Mayumarca, Peru	25/4/1974	Escoada de Detritos	1000	Cidade Destruída, 451 Mortos
Armero, Colômbia	11/1985	Lahar		Cerca de 22,000 Mortos
Catak, Nepal	07/1988	Escoada de Detritos		4 Mortos e 12 Casas Destruídas
Montana, EUA	03/1998	Vários	0.25	Rio Obstruído
Antipolo, Filipinas	08/1999	Vários	0.9	58 Mortos e Várias Casas Destruídas
Taiwan, China	10/1999	Escoada de Detritos		2375 Mortos e 10,000 Feridos

2.1- PROCESSOS MECÂNICOS QUE CONTROLAM OS MOVIMENTOS DE MASSA

2.1.1- LITOLOGIA/ ESTRUTURA

A litologia e a estrutura por sua vez também possuem uma grande influência nos deslizamentos de vertente. A foliação das camadas litológicas e a fraturação são os principais fatores litológicos e estruturais contribuintes para a in/estabilidade das vertentes (Msilimba 2007). A superfície de contacto entre as camadas litológicas que possuem diferentes características são pontos de fraqueza mais suscetíveis de falharem. Aliados a uma porosidade positiva, facilitam a circulação de fluidos podendo estes fluidos dissolverem determinados minerais enfraquecendo a rocha desagregando-a em blocos de menor dimensão, facilitando o movimento ao longo da encosta.

A Fracturação e o diaclasamento resultante de fenómenos tectónicos por sua vez poderá tornar uma vertente estável (a foliação/estratificação conforme a estabilidade, o ângulo mergulho é inverso ao declive) em instável, caso as fraturas e/ou diaclasamento seja perpendicular a linha de base da vertente. (Coch 1995) (fig.4).

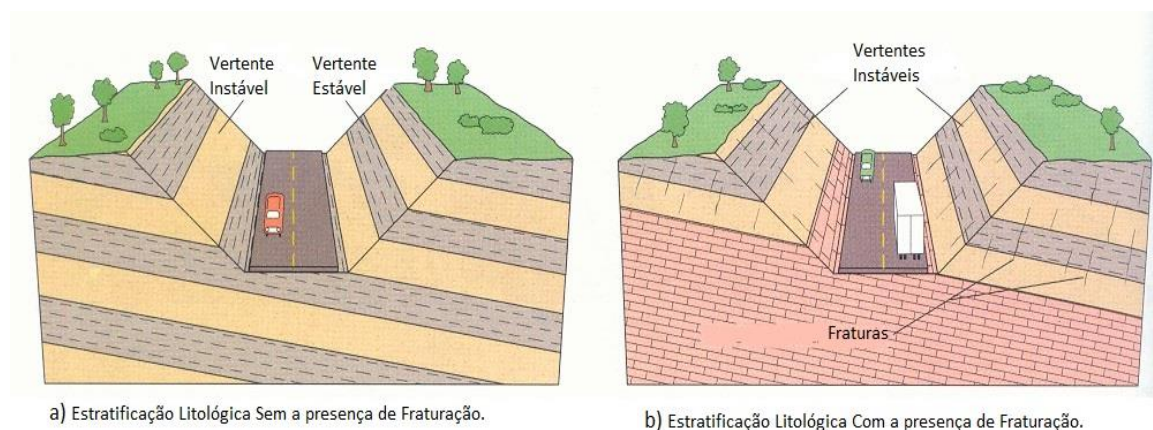


FIGURA 4- LITOLOGIA E ESTRUTURA, CONTRIBUTO PARA A ESTABILIDADE DE VERTENTES (COCH 1995).

Na imagem a) temos um caso onde não existe fraturação, desde logo torna-se perceptível que a encosta na sua parte esquerda seja instável uma vez que a estratificação mergulha sobre a estrada em contrapartida é a mesma orientação que permite a estabilidade da vertente à direita da estrada.

Na imagem b) a intensa fraturação perpendicular à estratificação, provoca a instabilidade na vertente à direita da estrada que anteriormente era estável.

No caso de Frades é prioritário referir neste capítulo a importância dos diferentes mantos de alteração granítica.

Genericamente mantos de alteração são definidos como produtos derivados da alteração *in situ*, tratando-se de formações autóctones; materiais, que embora uma fase prévia de meteorização sofreram pequenos transportes, tratando-se de formações subautóctones; formações alóctones que são resultantes da alteração prévia de materiais e foram deslocados a uma maior distância; finalmente os solos, resultantes da evolução pedológica de qualquer das formações anteriores. (Soares 2008)

Apesar das características distintas de génese, aspetos texturais e estruturais e composição química e mineralógica, todo o conjunto de materiais móveis que assentam sobre o substrato geológico possuem uma elevada importância na análise de movimentos de vertente. Pois possuem características que influenciam o comportamento hídrico na vertente e consequentemente a in/estabilidade da mesma.

2.1.2- COESÃO E FORÇA DE ATRITO

A ocorrência de movimentos em qualquer vertente depende em parte da intensidade da força de atrito entre a massa de deslocada e a rocha subjacente. Esta força é dependente tanto do grau da rugosidade das superfícies como da componente peso, do material passível de movimento. Mas, isso é independente da área de contacto entre o corpo e os substratos subjacentes (Crozier 1984) (Alexander 1993) (Msilimba 2007). Assim, pequenas áreas de solo, podem falhar nos mesmos ângulos como grandes áreas.

O ângulo crítico onde é iniciado o deslizamento é denominado de superfície de deslizamento (Finlayson e Statham 1980) in (Msilimba 2007). O equilíbrio das forças em corpos compactos (como o Granito) pode então ser expressa em função da força de atrito e a força aplicada. O movimento inicia-se quando a força aplicada excede a força de atrito (Msilimba 2007). No entanto, para mantos de alteração, existe também uma força adicional contrária ao movimento, que é denominado de coesão (Crozier 1984) (Alexander 1993) (Msilimba 2007).

De uma forma mais simplista um bloco granítico independentemente da sua dimensão apresenta duas forças exercidas sobre si, a força de atrito e a força aplicada a coesão não se aplica em corpos compactos uma vez que a coesão teria um valor demasiado elevado e não é expectável o bloco granítico desagregar-se. Desde logo quando a força aplicada sobpassa a força de atrito o bloco granítico movimenta-se.

Para um manto de alteração granítico a coesão é aplicável pois o manto de alteração desagrega-se mais facilmente uma vez que possui uma coesão muito inferior à rocha sã. Desde logo o movimento inicia-se no instante em que a força aplicada excede a soma entre a força de atrito e a coesão.

2.1.3- ÁGUA- SATURAÇÃO E PORO PRESSÃO

A elevada pluviosidade é o principal fator desencadeante nos deslizamentos de Vertentes do NW de Portugal continental (Bateira, Martins e Pereira, et al. 2009).

Em Frades os valores de precipitação acumulada desde Setembro de 2000 até 7 de Dezembro de 2000 já excediam os 1200mm. E no dia fatídico de 7 de Dezembro de 2000 a precipitação diária atingiu os 170mm, 140mm dos quais concentrados em 5 horas. Estes episódios de maior precipitação estão diretamente relacionados com o aumento da saturação em água do solo. Mas é no nível poroso (microporos e macroporos) que este efeito é mais nefasto para a estabilidade da vertente.

O aumento na pressão da água dos poros é considerada como o principal fator desencadeante de deslizamento de vertentes (Ngecu e Mathu, 1999; Msilimba, 2002; Inganga, et al, 2005. Knapen e et al, 2006.) in (Msilimba 2007). Em vertentes quando há um aumento da saturação de água do manto de alteração, a pressão intersticial da água nos poros vai aumentar respetivamente e será expelida em pontos fracos (caminhos preferenciais de escoamento) (Alexander 1993). O aumento de pressão de poro na equação de Mohr-Coulomb reduz a resistência efetiva do manto de alteração. Neste caso, a poro pressão reduz o esforço normal eficaz, e a força de cisalhamento do solo (Bryant 1991).

A tensão superficial provocada pela película de água permite uma poro pressão positiva em partículas parcialmente saturadas. A tensão superficial é assim responsável por agregar os materiais aproximando-os. Quando o teor em água aumenta e satura o

manto de alteração a tensão superficial desaparece, obtendo assim uma poro pressão negativa (fig. 5) (Coch 1995).

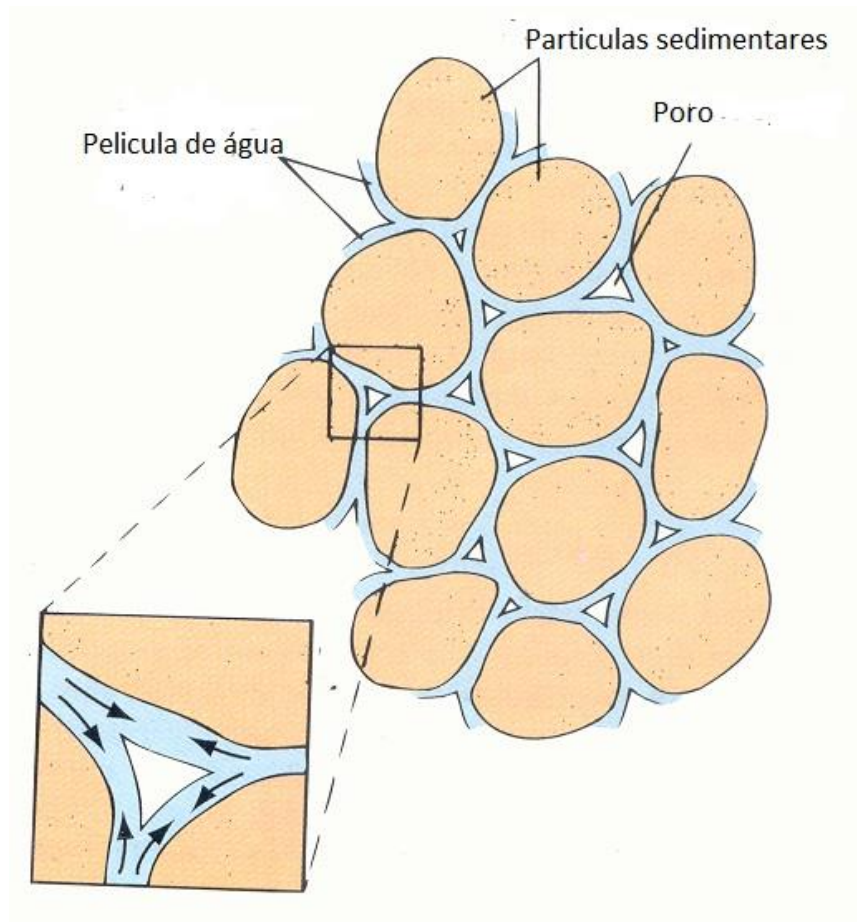


FIGURA 5- PORO PRESSÃO (TENSÃO SUPERFICIAL) (COCH 1995)MODIFICADA.

2.1.4- ÂNGULO DE REPOUSO E GRAU DE COMPACTAÇÃO DAS PARTICULAS

Os ângulos máximos aos quais os materiais granulares podem ser empilhados determinam a estabilidade do talude (Coch 1995). Partículas grandes são passíveis de formar declive mais acentuado do que as partículas de menores dimensões. Partículas muito angulosas e angulosas podem também, ao entrelaçar-se manter encostas mais íngremes do que partículas roladas ou muito roladas do mesmo tamanho. Sedimentos de diferentes granulometrias têm um ângulo de repouso superior aos sedimentos de partículas de granulometria similar, porque as partículas de menor dimensão encaixam entre as de maior dimensão.

Areias parcialmente saturados têm um ângulo de repouso superior a areias insaturadas, devido a tensão superficial da água (Bryant, 1991). De qualquer maneira o

ângulo máximo B de um talude nunca pode ser superior ao Ângulo crítico de rotura A, existindo a tendência para estes se igualarem (fig.7) (Coch 1995).

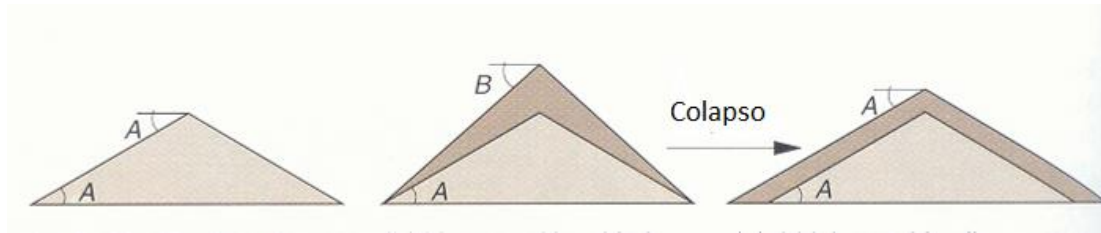


FIGURA 6- DIAGRAMA DE ÂNGULO DE REPOUSO DE UMA PILHA DE AREIA. (COCH 1995)MODIFICADO.

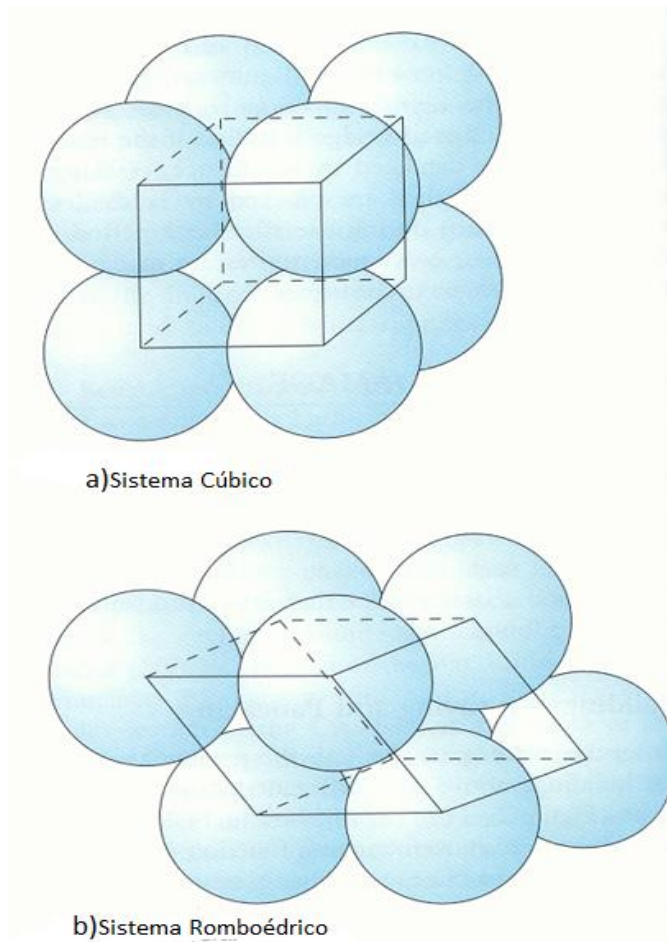


FIGURA 7- GRAU DE COMPACTAÇÃO DAS PARTICULAS (COCH 1995) MODIFICADO.

A forma, as partículas estão dispostos em um depósito pode afetar a estabilidade do talude (Crozier 1984) (Alexander 1993) (Coch 1995). As partículas podem estar dispostas em duas formas: cúbico e romboédrico (fig.8). A disposição das partículas é importante, na rutura do talude porque a estabilidade do mesmo pode ser afetado por uma mudança na acomodação das partículas. Uma mudança do sistema cúbico para o romboédrico diminui o volume e reduz a superfície, o que resulta em uma redução efetiva espaços

porosos. Esta redução expelle fluidos dos poros e causa de liquefação (Coch, 1995).

2.1.5- ATIVIDADE ANTRÓPICA

Os maiores movimentos de vertente ocorrem maioritariamente em área com uma cobertura vegetal saudável, madura.

Outro tópico importante são as infraestruturas construídas pelo ser humano (fig.8) em contexto montanhoso. A principal razão de instabilidade verifica-se quando as construções antrópicas afetam os depósitos de vertente e obstruem canais de escoamento preferencial. Contudo outras atividades antrópicas que façam, por exemplo vibrar o chão podem também provocar deslizamentos.



FIGURA 8- EXEMPLO DE ACTIVIDADE ANTROPICA COMO CAUSA/ FACTOR DE DESLIZAMENTOS DE VERTENTE (COCH 1995).

2.2- CLASSIFICAÇÃO DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

“Sistemas de Classificação de Movimentos de Vertente são ferramentas Descritivas que idealmente refletem e adequam-se as necessidades do seu utilizador.” (Hansen 1984). Isto é claramente evidente na observação dos numerosos sistemas de classificação:

- Idade do Movimento: ((Popov 1946) (Zaruba e Mencl 1969)),
- Grau de Atividade: (Erskine 1973)
- Localização Geográfica: (Reynolds 1932);
- Clima: (Sharpe 1938);
- Tipo e Tamanho do Material: ((Sharpe 1938) (Zaruba e Mencl 1969) (Varnes 1978) (Coch 1995));
- Geologia Subjacente: ((Ladd 1935) (Zaruba e Mencl 1969));
- Tipo de Movimento: ((Sharpe 1938) (Varnes 1978) (Skempton e Hutchinson 1969) (Zaruba e Mencl 1969) (Coates 1977) (Coch 1995));
- Velocidade do Movimento: ((Sharpe 1938) (Varnes 1978) (Coch 1995));
- Teor de Água, Ar ou Gelo: (Sharpe 1938);

Por muitos anos os sistemas de classificação mais usados foram os de (Skempton e Hutchinson 1969) e (Varnes 1978). Nestes sistemas de classificações o tipo de movimento é o principal fator de classificação. Sistemas estes privilegiados neste trabalho uma vez que eles se baseiam na dinâmica do processo e os caminhos preferências de escoamento é parte integrante das dinâmicas dos fluxos de detritos.

Devido ao elevado número de sistemas de classificação, surgiu a necessidade de uma terminologia global, para que, o mesmo ou similares deslizamentos não fossem classificados diferentemente. Em 1990 o (IAEG) International Association of Engineering Geology sugeriu uma terminologia para os Deslizamentos de Vertente, motivado pela declaração das Nações Unidas em que a década de 1990-2000 seria “A Década Internacional para a Redução dos Desastres Naturais” e assim estabeleceu-se o WP/WLI por parte International Geotechnical Societies and the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO).

Os principais tipos de Movimentos de Vertente são aqui apresentados e descritos sucintamente de acordo com WP-WLI. E autores como Coch (1995) tabela 3 e Varnes (1978) na sua descrição.

TABELA 3-CLASSIFICAÇÃO DE MOVIMENTOS DE MASSA SEGUNDO A CARACTERISTICA DO MATERIAL E A VELOCIDADE (COCH 1995) MODIFICADA.

Movimentos de massa	Características do movimento	Subdivisão	Velocidade e materiais envolvidos
Quedas/ Desabamentos (<i>Falls</i>)	As partículas caem e acumulam-se na base da encosta	Queda de rochas	Muito rápido; rochas
		Desabamento de solo	Extremamente rápido; sedimentos
Deslizamentos (<i>Slides</i>)	As rochas ou sedimentos deslizam ao longo duma superfície planar	Deslizamento de rochas	Rápido a muito rápido; as massas de rochas deslizam ao longo duma superfície inclinada planar
		<i>Slump</i>	Extremamente a moderadamente lento; deslizamento de rochas ou sedimentos ao longo duma superfície curva
Fluxo (<i>Flows</i>)	Deslocamento de materiais fluidos (plásticos/ viscosos)	<i>Creep</i>	Extremamente lento; rochas e solo
		Solifluxão	Lento a muito lento; movimento de rególito saturado de água na forma de lobos
		Escoada de lama	Muito lento a rápido; movimento de partículas granulares finas com mais de 30% de água; nas encostas dos vulcões constituem os <i>lahars</i>
		Fluxo de detritos	Muito rápido; detritos
		Avalanche de detritos	Extremamente rápido; escoada, deslizamento e queda de detritos e rocha

2.2.1- QUEDA/DESABAMENTO

O desabamento (*fall* Fig. 9) é definido como “*uma deslocação de solo ou rocha a partir de um escarpado, ao longo de uma superfície onde os movimentos tangenciais são nulos ou reduzidos. O material desloca-se predominantemente pelo ar, por queda, saltação ou rolamento.*” (WP-WLI 1993)

A velocidade de movimento é elevada uma vez que em parte do seu trajeto dá-se por queda livre apenas com o atrito do ar. Caracterizando-se ainda por uma iniciação brusca. (Varnes 1978)

Neste tipo de movimento é normal a existência de superfícies de rotura ou de fraturas, normalmente subverticais. São característicos de um grande potencial destruidor, especialmente quando o movimento envolve massas de material que se deslocam a grandes velocidades. (Coch 1995)

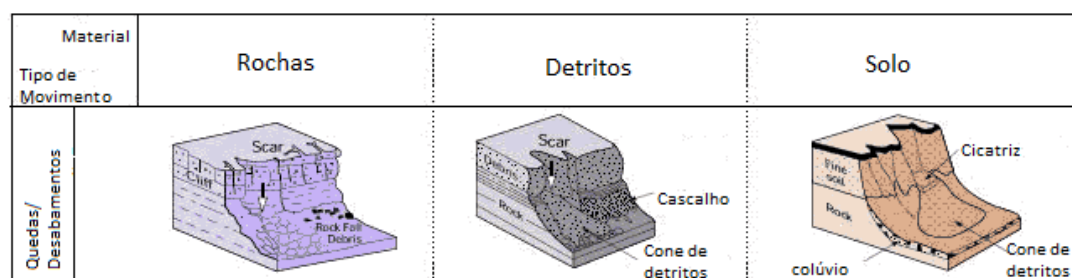


FIGURA 9- ESQUEMA REPRESENTATIVO DE QUEDAS E DESABAMENTOS

FONTE: [HTTP://WWW.GEONET.ORG.NZ](http://www.geonet.org.nz) IN (CALVELLO 2013) MODIFICADO.

2.2.2- DESLIZAMENTO

O deslizamento (*slide* fig. 10) define-se como “*um movimento de solo ou rocha que ocorre dominantemente ao longo de planos de rotura ou de zonas relativamente estreitas, alvo de intensa deformação tangencial.*” (WP-WLI 1993) “*A massa deslocada durante o movimento permanece em contacto com o material subjacente não afectado, apresentando graus de deformação bastante variáveis, consoante o tipo de deslizamento.*” (Zêzere 2000)

Estes movimentos, activados quando a resistência ao corte dos terrenos é ultrapassada pela tensão cisalhante a que os materiais estão sujeitos na vertente,

apresentam frequentemente estrias ao longo do plano de rotura e nos flancos, indicadoras da direção de deslocamento. (CARCEDO 1991)

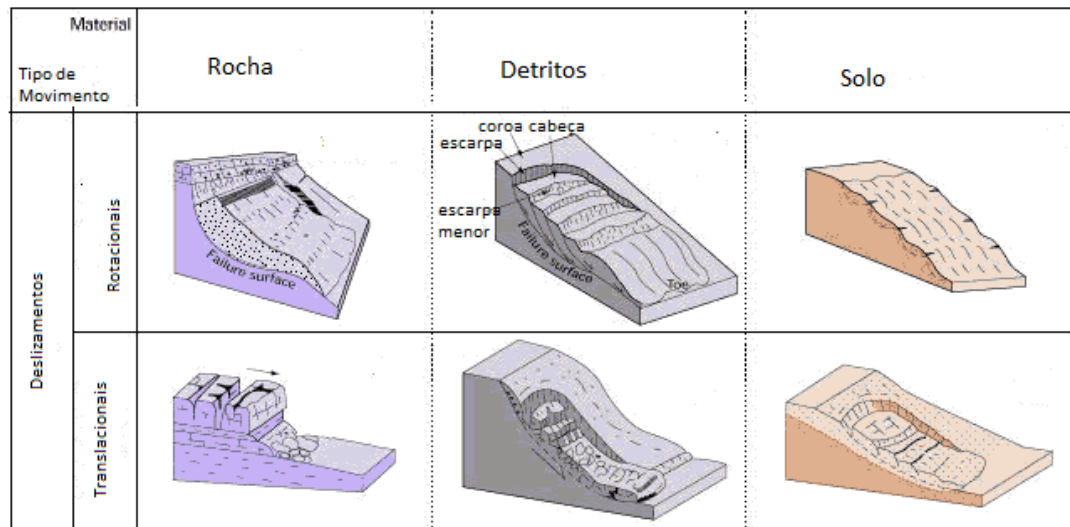


FIGURA 10- ESQUEMAS REPRESENTATIVOS DE DESABAMENTOS

FONTE: [HTTP://WWW.GEONET.ORG.NZ](http://www.geonet.org.nz) IN (CALVELLO 2013) MODIFICADO.

2.2.3- FLUXO

O fluxo (*flow* fig. 11) é “um movimento espacialmente contínuo onde as superfícies de tensão tangencial são efêmeras e frequentemente não preservadas. A distribuição das velocidades na massa deslocada assemelha-se à de um fluido viscoso.” (WP-WLI 1993)

As tensões distribuem-se por toda a massa afetada, provocando grande deformação interna dos materiais. A velocidade deste tipo de movimentos é variada, com a particularidade de a velocidade superficial ser maioritariamente mais elevada. (CARSON e KIRKBY 1975) Regra geral, os fluxos estão intimamente relacionadas com períodos de precipitação muito intensa. Sendo o tipo Fluxo de Detritos, o movimento mais comum de Fluxos. (Corominas, et al. 1996) De todos os tipos de Fluxos, o Fluxo de Detritos é o que apresenta maior perigosidade. Pelo fato que o Fluxo de Detritos se estende frequentemente para longe das suas fontes e as suas áreas de deposição, muitas vezes incluem locais habitados. (Takahashi 1991) “*Ressalva-se o facto de estes processos terem início nas vertentes, no entanto à medida que irrompem alcançam os cursos de água, promovendo a mistura dos elementos sólidos com os*

líquidos, formando uma massa fluida viscosa com grande capacidade destrutiva. Muitas das vezes, torna-se difícil a distinção entre estes processos de vertente e os processos fluviais de carácter torrencial.” (Bateira, Martins e Pereira, et al. 2009)

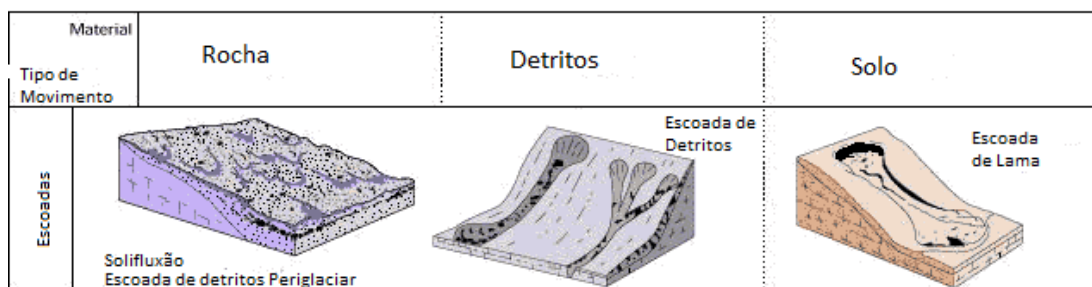


FIGURA 11- ESQUEMA REPRESENTATIVO DE ESCOADAS

FONTE: [HTTP://WWW.GEONET.ORG.NZ](http://www.geonet.org.nz) IN (CALVELLO 2013) MODIFICADO.

2.2.4- BALANÇAMENTO

O balançamento (*topple* fig. 12) consiste “na rotação de uma massa de solo ou rocha, a partir de um ponto ou eixo situado abaixo do centro de gravidade de massa afetada.” (WP-WLI 1993)

O movimento ocorre por influência da gravidade e pela ação de forças laterais, exercidas quer por unidades adjacentes, quer por fluidos presentes em diaclases e fraturas. (Varnes 1978)

Este tipo de movimento, ocorre em massas rochosas com discontinuidades inclinadas de modo contrário ao declive (Romana 1991), “desenvolve-se lentamente e pode ou não evoluir para desabamento ou deslizamento, em função da geometria da massa afetada e da extensão e orientação dos planos de estratificação e/ou diáclases.” (Zêzere 2000)

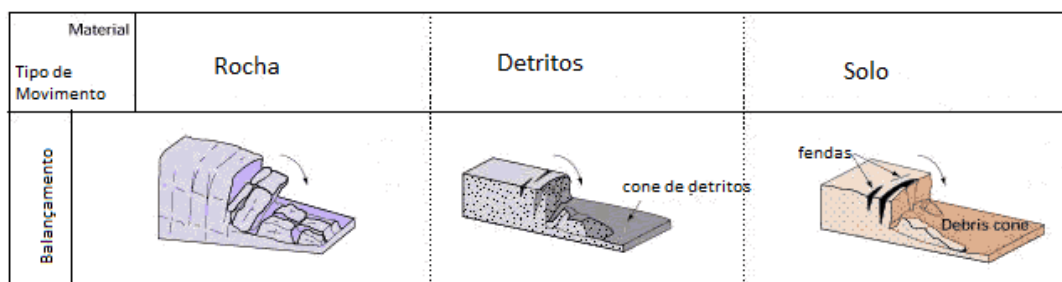


FIGURA 12- ESQUEMA REPRESENTATIVO DE BALANÇAMENTOS

FONTE: [HTTP://WWW.GEONET.ORG.NZ](http://www.geonet.org.nz) IN (CALVELLO 2013) MODIFICADO.

2.2.5- EXPANSÃO LATERAL

A expansão lateral (*lateral spreading* fig.13) corresponde a “uma deslocação natural de massas coesivas de solo ou rocha, combinada com uma subsidência geral no material brando subjacente, alvo de liquefação ou escoada.” (WP-WLI 1993)

“Este processo, marcado sempre pela ausência de ruturas basais bem definidas, apresenta características contrastadas conforme o tipo de material envolvido.” (Zêzere 2000)

Quando o material envolvido se trata de rocha, a expansão lateral em geral resulta de deformações visco-plásticas profundas conectadas à tensão gravítica, sendo expressa num movimento normalmente muito lento. (PASUTO e SOLDATI 1996) Podendo apresentar roturas basais mal definidas ou não apresentar qualquer tipo de roturas basais. (Zêzere 2000)

Quando o material é por sua vez solo, a expansão lateral é caracterizada por um movimento extremamente rápido, causando situações de perigo declarado. (Zêzere 2000)

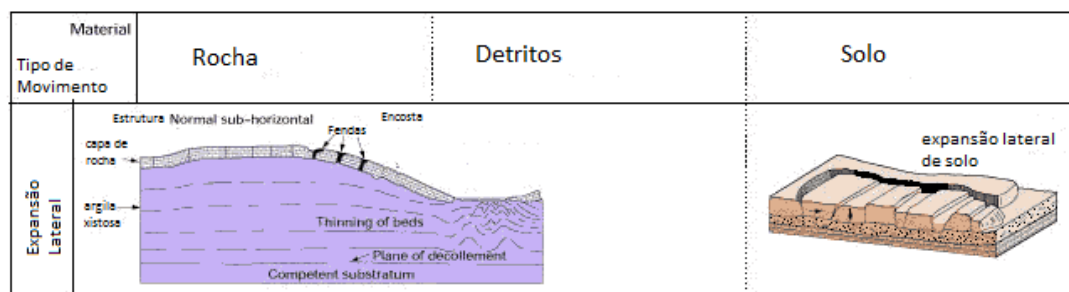


FIGURA 13-ESQUEMA REPRESENTATIVO DE EXPANSÕES LATERAIS

FONTE: [HTTP://WWW.GEONET.ORG.NZ](http://www.geonet.org.nz) IN (CALVELLO 2013) MODIFICADO.

3-CARACTERIZAÇÃO DOS FATORES CONDICIONANTES DA VERTENTE DE FRADES

Neste capítulo farei uma caracterização de alguns parâmetros físicos, como a Coesão, Condutividade Hidráulica do Solo, Declive, Granulometria, Peso Específico do Solo, Precipitação, Temperatura, Uso do Solo, relevantes para o desenvolvimento do trabalho.

Todos os valores apresentados têm como base o levantamento bibliográfico. Sendo a principal referência a tese de doutoramento da Professora Doutora Laura Soares, onde no capítulo 3 e 4 realizou um levantamento pós-acontecimento do Fluxo de Detritos de Frades objeto de estudo da presente dissertação.

3.1- PARÂMETROS TOPOGRÁFICOS

Os parâmetros topográficos apresentados são resultantes de uma recolha bibliográfica supra citada, bem como da análise da cartografia existente. A fonte cartográfica centra-se na cartografia disponibilizada pela Câmara Municipal de Arcos de Valdevez: Altimetria na escala 1: 10 000 com equidistância de 5m; a CAOP (Carta Administrativa Oficial de Portugal), foi obtida no Instituto Geográfico de Portugal. O sistema de coordenadas utilizado na realização dos mapas foi o Lisboa_Hayford_Gauss_IGeoE.

3.1.1- ALTIMETRIA

A altimetria da região compõe um relevo bastante acidentado. Onde os cursos fluviais apresentam um profundo encaixe nos vales em forma de “V” que apenas se suavizam nas margens do curso de água. Chegando a haver desníveis superiores a 700 m (fig. 14). A povoação de Frades situa-se a uma altitude compreendida entre 300m e 400m na secção intermédia da vertente que possui o ponto mais alto em Penedo do Lobo a uma altitude de 595m. (Soares 2008) A cicatriz da escoada de detritos, atualmente esta compreendida entre os 535m e os 410m. Embora se tenha documentado que o material proveniente desta catástrofe tenha percorrido uns incriveis 800m aproximadamente, entre a área principal da cicatriz e o local de deposição dos detritos de maior dimensão constatou-se um percurso de cerca de 380m. (Soares 2008)

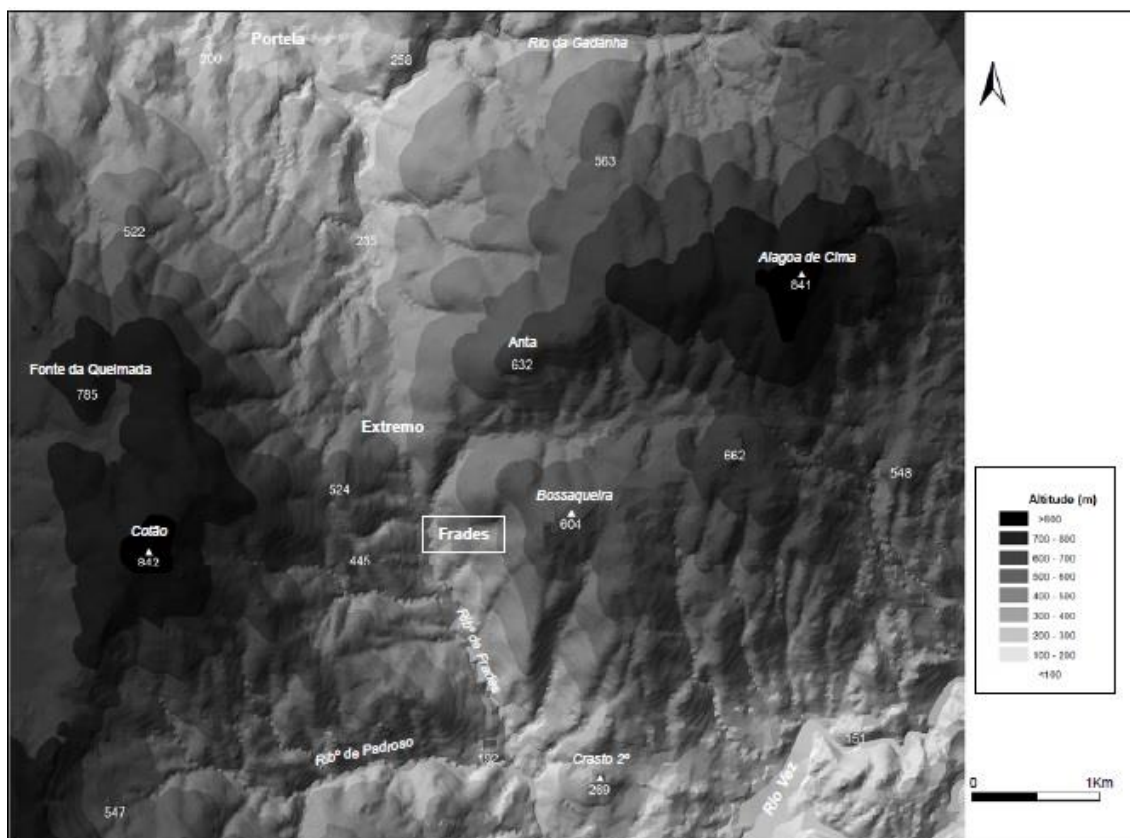
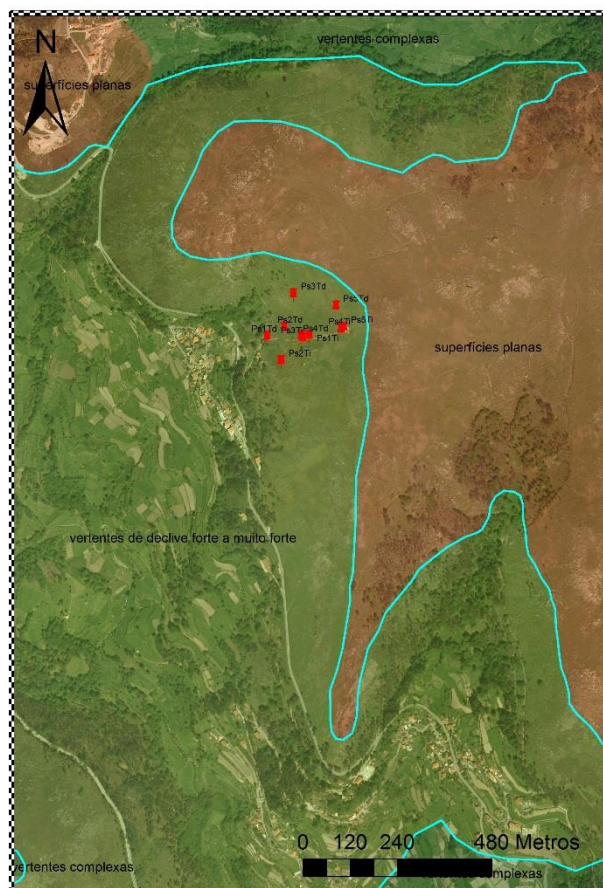
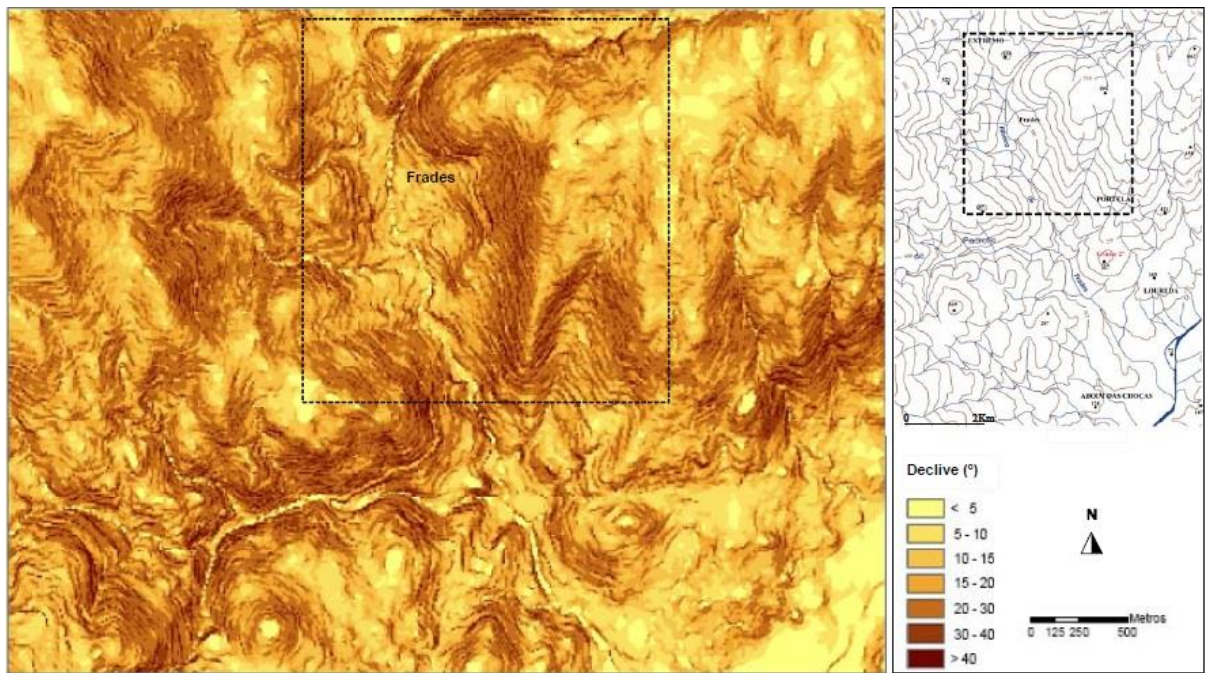


FIGURA 14- ENQUADRAMENTO TOPOGRÁFICO DA ÁREA DE FRADES (EXTRAÍDO DE SOARES 2008)

3.1.2- DECLIVE

O declive é um dos fatores principais na análise de movimentos de vertente e corresponde à inclinação do plano topográfico em relação a um plano horizontal. Normalmente é expresso em graus ou percentagem. A sua importância poderá variar consoante a litologia, formações superficiais e a existência de coberto vegetal. (Teixeira 2012). A Escoda de Detritos de Frades teve lugar numa vertente com um declive que oscila entre os 30°/40° (fig.15) (Soares 2008) classificado de Forte a Muito Forte nas unidades morfológicas da paisagem (fig.16). Contudo a área de deposição do material movimentado a jusante da estrada nacional 505 e que termina na Ribeira de Frades, não ultrapassa os 15° como era de se esperar. (Soares 2008)



Como podemos constatar o declive é propício para a ocorrência deste tipo de Movimentos de Vertente. Embora se presencie na vertente fatores atenuantes como uma cobertura vegetal (não uniforme), sendo esta maioritariamente herbácea e arbustiva. Visualiza-se ainda Afloramentos graníticos que condicionaram o trajeto da escoada de detritos conferindo-lhe a forma de meia-lua.

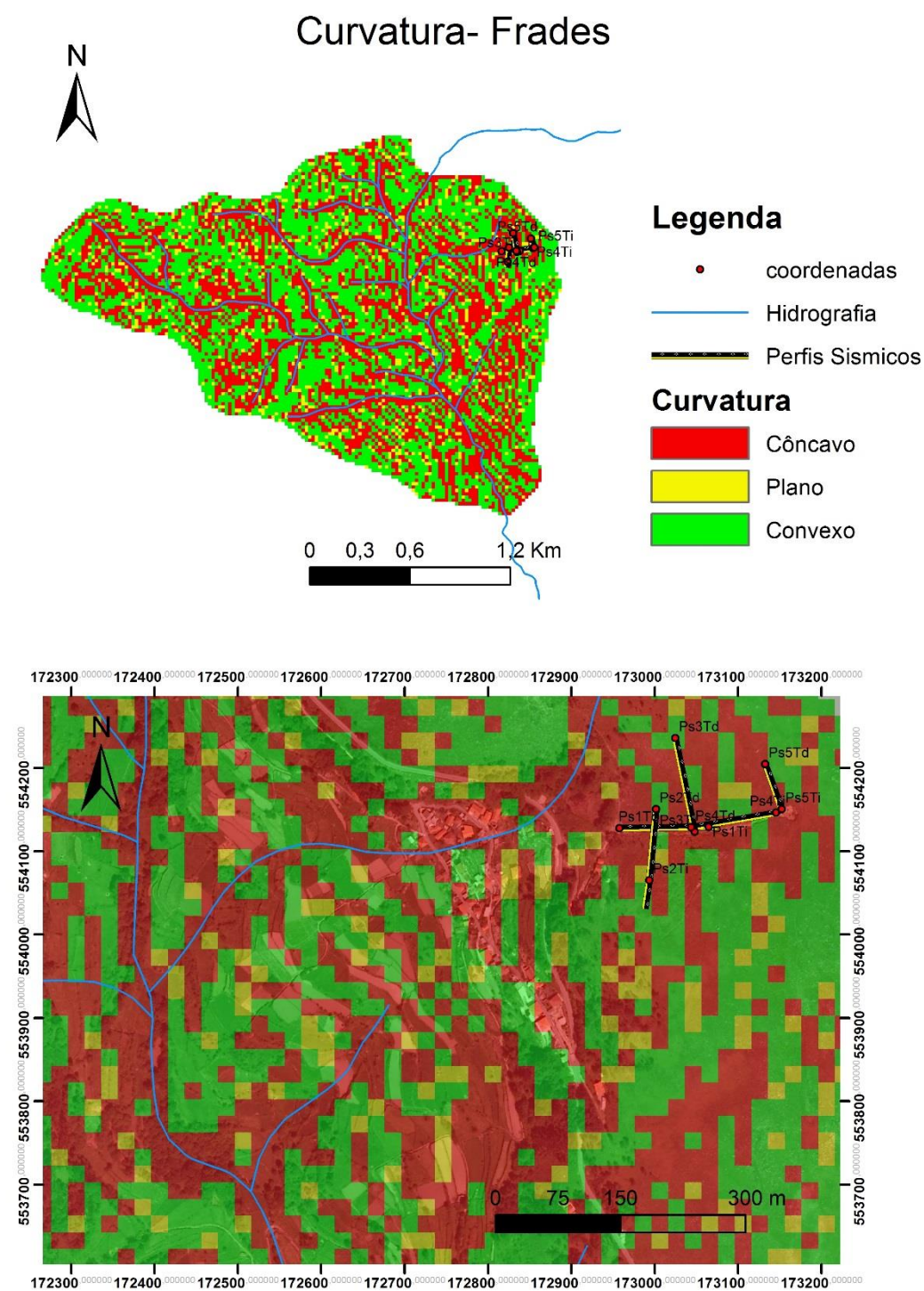
3.1.3- CURVATURA DA VERTENTE

A curvatura da vertente reflete o grau de convexidade ou concavidade da mesma, em um perfil transversal e longitudinal. (Teixeira 2012) Produziu-se um mapa com um pixel de 20m, para que o sistema possa detetar a variabilidade de concavidade, e posteriormente converteu-se para pixel de 2m. Este processo não alterou a informação, dividindo apenas a informação em unidade (pixel) mais pequenas.

Na vertente em estudo visualiza-se uma vertente côncava configurada pela diminuição de declives supra citados a jusante da cicatriz principal. (fig. 17)

Sabemos que vertentes côncavas são mais suscetíveis de movimentos de vertente do tipo escoada uma vez que possuem um gradiente hidráulico superior às vertentes convexas. Uma vez que compõem os canais principais das superfícies de escoamento preferenciais.

Relembro que a água no subsolo desloca-se sempre de pontos de maior pressão para pontos de menor pressão, e superfícies côncavas possuem pontos de cota menores que as vertentes convexas circundantes. Recebendo assim a afluência de água das áreas circundantes, tornam-se verdadeiras “auto-estradas” onde se atingem velocidades muito elevadas no escoamento da água.



Fonte: Câmara Municipal de Arcos de Valdevez

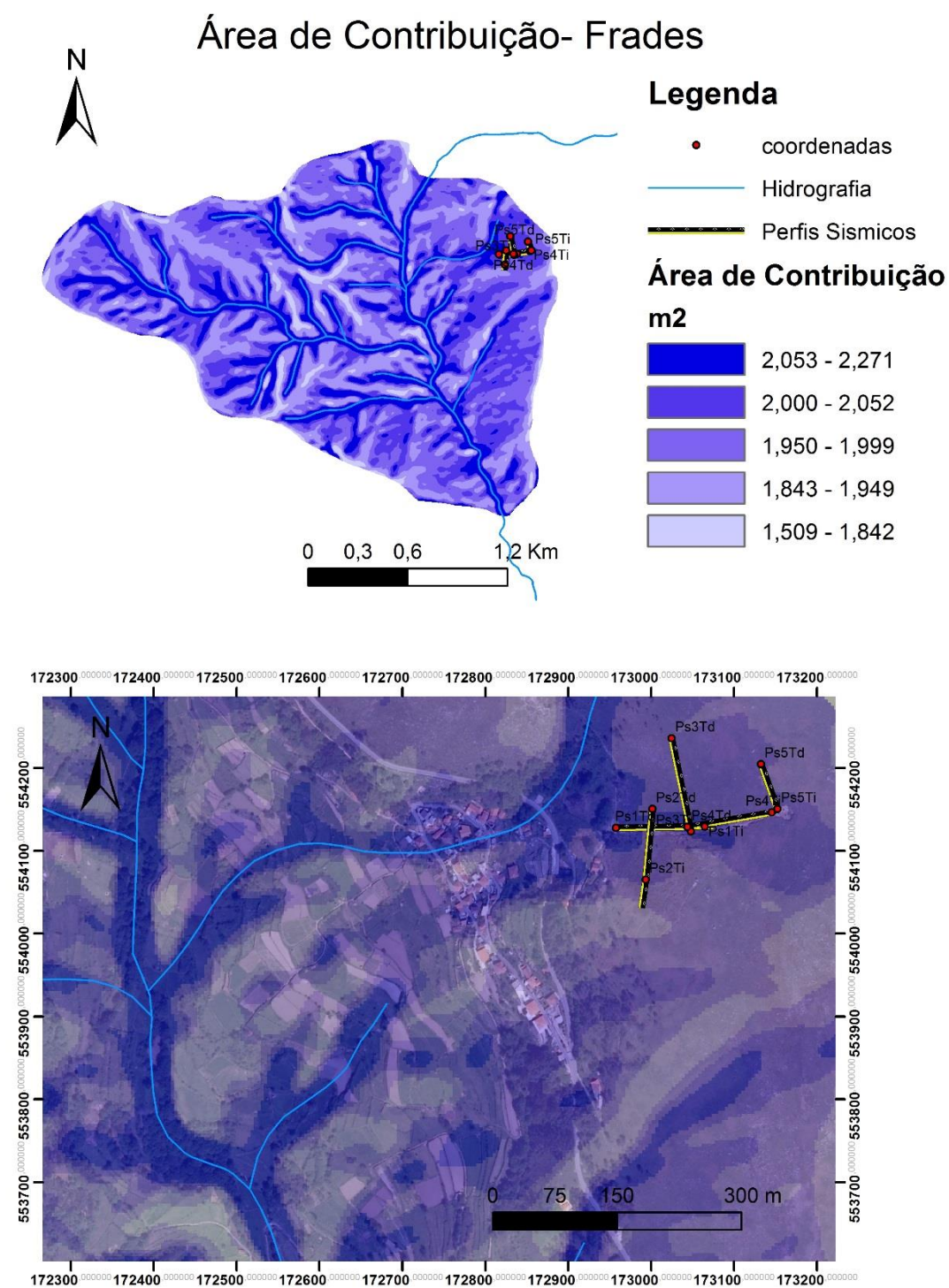
Sistema de Coordenadas: Lisboa_Hayford_Gauss_IGeoE

FIGURA 17-MAPA DE CURVATURA DAS VERTENTES. SECÇÃO DA BACIA HIDROGRAFICA DO VEZ

3.1.4- ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO

A área de contribuição de um local corresponde ao total de área drenada a montante sendo este um dado comutativo com a sua própria contribuição. (Teixeira 2012) Possui um papel fundamental na determinação da instabilidade de uma área, (Beven e Kirkby 1979) (Ramos, et al. 2003), pois possui uma relação direta com o declive e a curvatura, registrando-se uma maior área de contribuição nos locais mais baixos e/ ou côncavos, uma vez que é para lá que o fluxo sub- superficial flui. (Teixeira 2012)

Neste trabalho, a área de contribuição foi calculada segundo o Método do Algoritmo de Direção Múltipla, que é um método de Transferência de Fluxo Distribuída, pois distribui o fluxo oriundo das células a montante, pelas células a jusante proporcionalmente. (fig.18)



Fonte: Câmara Municipal de Arcos de Valdevez

Sistema de Coordenadas: Lisboa_Hayford_Gauss_I_GeoE

FIGURA 18- MAPA DA ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO. SECÇÃO DA BACIA HIDROGRAFICA DO VEZ

3.1.5- CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA CICATRIZ

No dia 7 de dezembro de 2000 chovia incessantemente há já vários dias quando de acordo com a população local “ (...) *rebentou tudo como uma bomba*”, “ (...) *ouviu-se um grande barulho, como se fosse um terramoto*”, “ (...) *terras e pedras transportadas pelo ar*” deixaram um rastro de destruição a sua passagem “ (...) *nem os alicerces ficaram... ficou tudo destruído.*” (Soares 2008). Esta descrição vai ao encontro da definição de escoadas de detritos onde é descrito por “ (...) *estes processos têm início nas vertentes, no entanto à medida que irrompem alcançam os cursos de água, promovendo a mistura dos elementos sólidos com os líquidos, formando uma massa fluida viscosa com grande capacidade destrutiva. (...).*” (Bateira, Martins e Pereira, et al. 2009)

Este acontecimento deixou uma profunda marca na paisagem onde ainda hoje, passados quase 13 anos é visível a capacidade destrutiva de fenómenos deste tipo, e a elevada quantidade de materiais movimentados pelos mesmos. A marca deixada na paisagem é composta pela cicatriz, o canal de transporte e a área de deposição (fig.19). (Soares 2008)

A área principal da cicatriz apresenta uma largura máxima de 24 m e uma altura nunca superior a 2 m. A litologia onde encaixa a cicatriz é composta por o Granito da Serra Amarela, de grão grosseiro e mais suscetível a alterações, fortemente fraturado em associação á falha sub-vertical exposta de direção N20E, que atravessa a “cabeça” da cicatriz. Esta falha possui uma caixa de material extremamente argilado com 4,7m de espessura e estabelece um contacto litológico do granito já descrito para um outro. O Granito do Extremo de grão fino e menos suscetível a alterações. Podemos ainda observar à esquerda da cicatriz um filão de apélito-pegmatito que aflora perpendicularmente a falha com uma orientação ESSE-WNW. (Barra 2003) Comprovando assim a forte tectonização da área de estudo. Onde se visualizam materiais fortemente alterados nas imediações do movimento citado. (fig. 20)

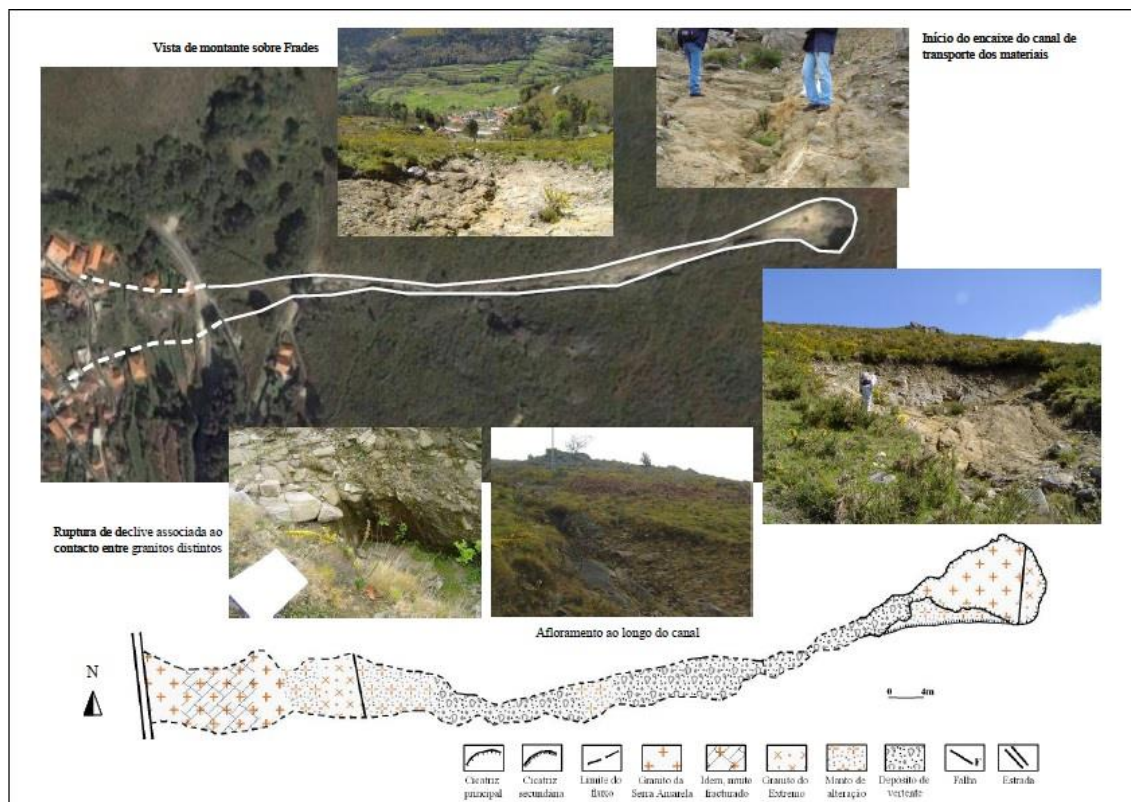


FIGURA 19- ESCOADA DE DETRITOS DE FRADES, VARIAÇÕES NO TIPO DE LITOLOGIA E FORMAÇÕES SUPERFICIAIS (EXTRAÍDO DE SOARES 2008).

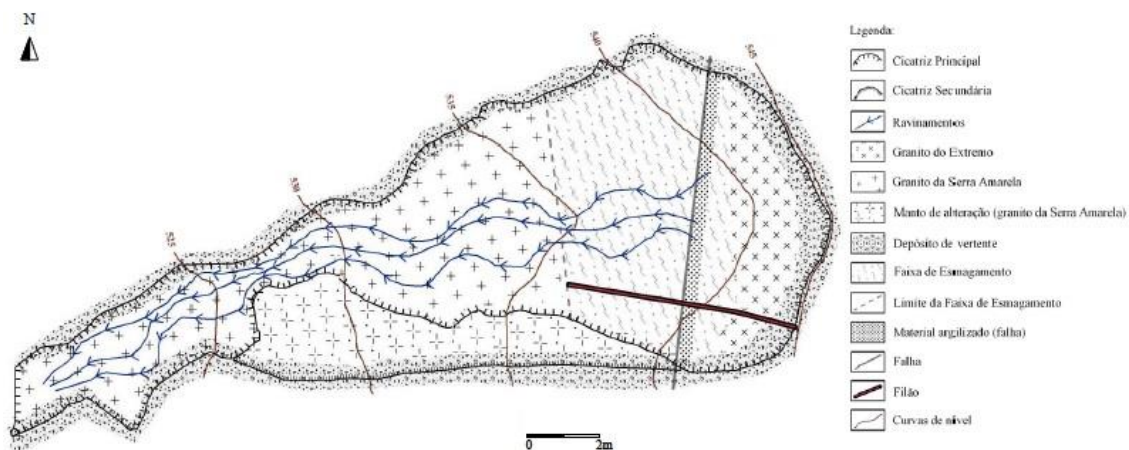


FIGURA 20- ESBOÇO ESQUEMÁTICO DA ÁREA PRINCIPAL DA CICATRIZ (EXTRAÍDO SOARES 2008).

Este setor é ainda caracterizado por um depósito de vertente com um comportamento solifluxivo regularizador da vertente com uma espessura compreendida entre 20 a 50 cm.

O canal de transporte foi facilmente definido pelo movimento uma vez que os materiais se encontravam extremamente fragilizados na faixa de esmagamento, e o Granito da Serra Amarela apresenta um espesso manto de alteração, alteração essa que advém da sua textura grosseira e composição em plagioclase. (Soares 2008) “ (...) *Este canal encontra-se relacionado com uma bacia hidrográfica de primeira ordem, para onde teria convergido grande parte da drenagem. Demonstrando a importância das fortes precipitações que ocorreram antes e após o movimento (...) o canal manteve um escoamento permanente durante vários dias...* ” de acordo com (foto 1)

(Bateira e Abreu 2003).



FOTOGRAFIA 1- FLUXO DE ÁGUA AO LONGO DO CANAL DE TRANSPORTE EM SETORES DISTINTOS NOS DIAS SUBSEQUENTES À ESCOADA DE DETRITOS (EXTRAÍDO DE SOARES 2008).

Podemos considerar que o canal de transporte assume um encaixe fortemente condicionado pelos afloramentos circundantes ao mesmo. Desde a rotura do declive (zona de estrangulamento parte inferior da cicatriz principal) a cerca de 18 m do topo da cicatriz e que se prolonga até à estrada sendo esta a área de acumulação preferencial. Sendo que a acumulação a montante da estrada já apresentava uma espessura sensivelmente de 3 m.

(Soares 2008)

A montante desta área visualiza-se uma rotura de declive coincidindo com a transição para o Granito da Serra Amarela, onde os depósitos laterais começam a diminuir de espessura sobrepondo-se a um manto de alteração de textura grosseira. (Soares 2008)

A meio do percurso situa-se um afloramento que condicionou e conferiu a forma de meia-lua ao canal de transporte. (foto 2) Neste setor os afloramentos visíveis no canal apresentam-se bastante fraturados sendo visíveis falhas de orientação aproximada

N20E e concordantes com as encontradas na área da cicatriz principal. (foto 3) (Soares 2008)

A partir deste local e até á área principal da cicatriz dá-se um aumento de espessura do manto de alteração, sendo que pontualmente se visualizam metassedimentos provenientes de um afloramento no topo da vertente.



FOTOGRAFIA 2- AFLORAMENTO GRANITICO QUE CONDICIONOU A ESCOADA DE DETRITOS (EXTRAIDO DE SOARES 2008).



FOTOGRAFIA 3- MORFOLOGIA DO CANAL E REDE DE FRATURAÇÃO ASSOCIADA À PRESENÇA DE FALHAS (EXTRAIDO DE SOARES 2008).

3.2- FATORES DESENCADEANTES DE ORDEM HIDROCLIMÁTICA

“O movimento de Frades ocorreu num dia em que se registou o segundo valor máximo anual diário da serie de 41 anos de Extremo (170 mm), com a agravante que 140mm deste total se ter concentrado em cerca de 5 horas.” (Soares 2008)

Este fato vem reafirmar a ideia que as escoadas de detritos tendem a ocorrer em episódios de precipitação intensa, quando enquadrados numa sequência chuvosa. O que mais uma vez se confirma na análise dos dados pluviométricos desde o início do ano hídrico até à data do fluxo, onde se registraram 1375.2mm de precipitação total anual, com 35% da mesma distribuída por 60 dias. (Soares 2008)

A 30 de Outubro e até a data do movimento começou uma sequência praticamente ininterrupta (apenas dois dias sem precipitação) onde se registraram 1171.6mm de chuva em 38 dias (graf. 1). A sequência chuvosa que enquadra o movimento teve início no dia 20 de Novembro e registraram-se 928.2mm de precipitação (graf. 2). Pelo que se veio a destacar e a ser considerada como uma “*influência fulcral no desencadear do movimento de Frades, (...) a intensa chuvada do dia 7 de Dezembro correspondeu, provavelmente, à ‘gota de água’ que despoletou a rutura das formações superficiais.*” (Soares 2008)

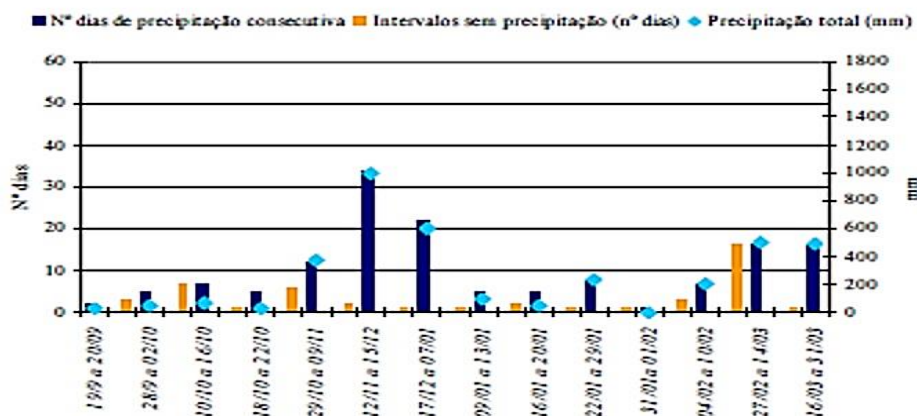


GRÁFICO 1- SEQUÊNCIA DE DIAS COM PRECIPITAÇÃO CONSECUTIVA E RESPETIVOS INTERVALOS SECOS (EXTRAÍDO DE SOARES 2008).

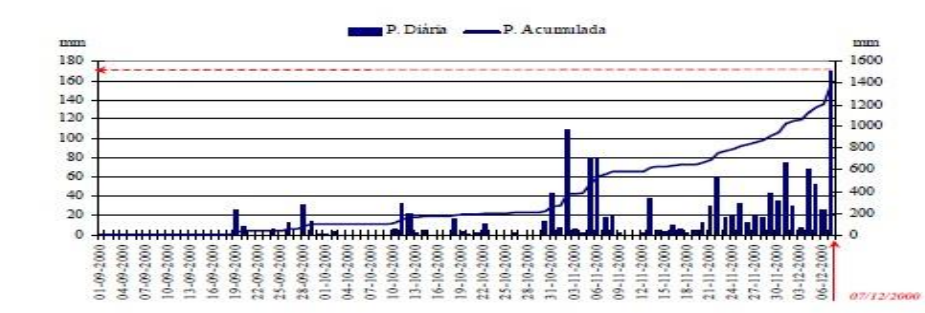


GRÁFICO 2-VALORES DE PRECIPITAÇÃO DIÁRIA E ACUMULADA DESDE SETEMBRO A 7 DE DEZEMBRO DE 2000 (EXTRAÍDO DE SOARES 2008).

Assim de uma forma consensual pensa-se as elevadas pluviosidades imediatamente antes dos movimentos de vertente possuem uma importância acrescida no desencadear dos processos de instabilidade. Embora seja importante referir que por vezes as escoadas de detritos não se parecem iniciar de uma forma direta pela saturação dos materiais mas sim pelo impacto dos caminhos preferenciais de escoamento e as grandes velocidades do mesmo, seguida de movimentação de sólidos granulares, “*mas pelo impacto promovido por ‘correntes’ de água que assumem grande velocidade, normalmente, na sequência de chuvas intensas*” (Soares 2008) com base nos estudos de A. Johnson e M. Rodine de 1984.

3.3- FATORES PERMANENTES ASSOCIADOS Á VERTENTE DE FRADES

3.3.1- CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL

No decorrer do estudo levado a cabo pela Professora Doutora Laura Soares realizaram-se uma coleta de algumas amostras, que visaram principalmente a área da cicatriz principal. (fig. 21)

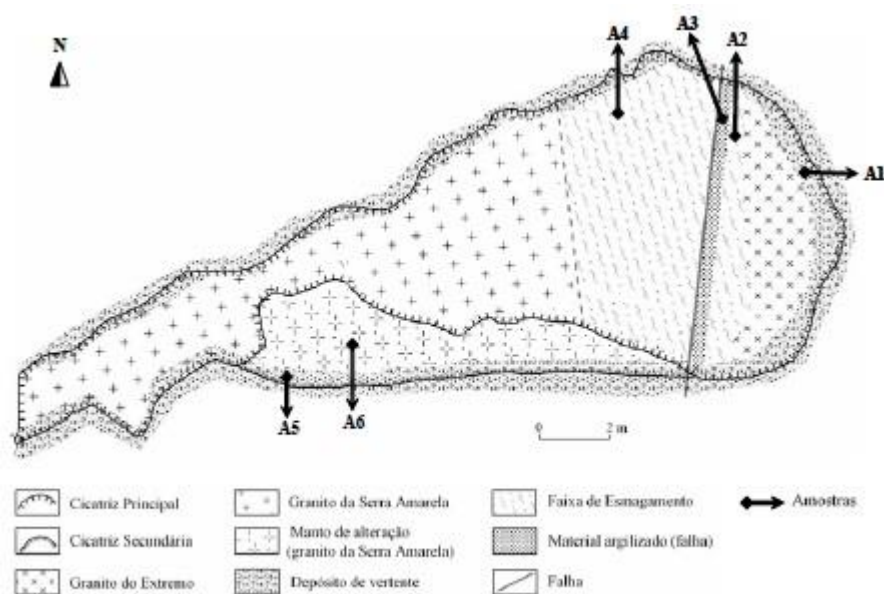


FIGURA 21- LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE COLETA DAS AMOSTRAS (EXTRAÍDO DE SOARES 2008).

Após a análise do teor granulométrico das amostras recolhidas, torna-se evidente o domínio da fração arenosa na totalidade das amostras. (graf. 3 e tabela 4) As amostras A2, A4 e A5 são as que possuem maior percentagem da fração arenosa. O teor de Silte por sua vez assume principal destaque no local da falha com uma percentagem de aproximadamente 43% na amostra A3, diminuindo para cerca de metade nas amostras A1 e A2 (22.87% e 25.30% respetivamente) e rondando os 16% nas amostras A4 e A5 e não atingindo os 10% na amostra A6 onde os materiais superiores a 2mm atingem 24.2% o valor máximo registado no total das amostras. Em relação à fração argilosa, a sua percentagem é bastante reduzida no conjunto de amostras variando entre 1.7% e 4%, valor máximo atingido na amostra A3, como seria de esperar uma vez que se localiza em plena caixa de falha e respetiva faixa de esmagamento. (Soares 2008)

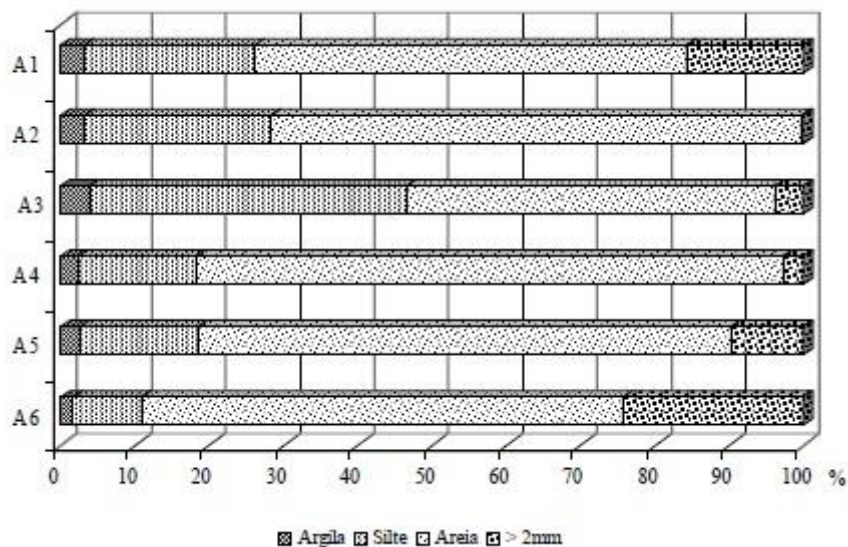


GRÁFICO 3-DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS FRAÇÕES CORRESPONDENTES À ARGILA, SILTE, AREIA E MATERIAIS DE DIMENSÃO SUPERIOR A 2MM (EXTRAÍDO DE SOARES 2008).

TABELA 4- GRANULOMETRIA DAS AMOSTRAS RELATIVAS A DIFERENTES SETORES DO MOVIMENTO DE FRADES (EXTRAÍDO DE SOARES 2008).

	Diâmetro (micra)	A1 (cicatriz)	A2 (montante falha)	A3 (falha)	A4 (junante falha)	A5 (depósito)	A6 (manto alteração)
ARGILA	2	3,30	3,30	3,20	3,20	4,00	4,00
	4	2,87	2,33	5,14	1,80	2,40	2,40
	8	4,37	3,50	8,03	1,80	2,70	2,70
	10	1,73	1,41	3,30	0,90	1,86	1,86
	16	3,78	3,30	7,51	2,03	1,88	1,88
	20	1,63	1,60	3,40	1,02	0,96	0,96
SILTE	25	1,49	1,61	3,20	1,10	1,06	1,06
	32	1,56	1,80	3,20	1,30	1,27	1,27
	45	1,99	2,90	3,90	1,83	1,97	1,97
	53	1,78	1,56	1,54	0,90	0,98	0,98
	63	1,67	3,24	3,40	2,72	2,61	2,61
	90	4,37	6,11	5,90	4,00	4,00	4,00
AREIA	125	5,26	7,53	7,10	5,10	5,10	5,10
	180	6,00	6,80	7,90	5,60	5,40	5,40
	250	5,70	6,80	7,40	6,20	5,40	5,40
	355	6,10	7,50	6,80	7,80	6,50	6,50
	500	4,90	6,00	3,10	7,50	6,20	6,20
	710	7,80	9,90	3,70	11,90	10,50	10,50
	1000	6,30	9,00	2,70	10,50	9,70	9,70
	1400	6,60	8,10	2,70	11,50	10,80	10,80
	2000	5,10	3,40	2,30	8,70	8,30	8,30
AREÃO	2800	2,90	0,30	1,60	2,50	4,70	12,60
	4000	1,90	0,00	0,70	0,20	2,10	9,10
SEIXO	>4000	10,90	10,90	0,00	0,00	2,80	2,80

Transpondo os valores obtidos para o diagrama triangular de Shepard (fig. 22), observa-se que a amostra A6 assume como seria de esperar a textura mais grosseira (areia cascalhenta) detendo quase 50% de materiais superiores a 1mm em contraste com a amostra A3 onde a percentagem de materiais grosseiros não chega a 9%. Relativamente às amostras A1 e A5 inserem-se no domínio da areia silto- cascalhenta. Já as amostras A2, A3 e A4 estão incluídas no domínio da areia siltosa ligeiramente cascalhenta com o particular que a amostra A3 se aproxima do domínio areia siltosa. (Soares 2008)

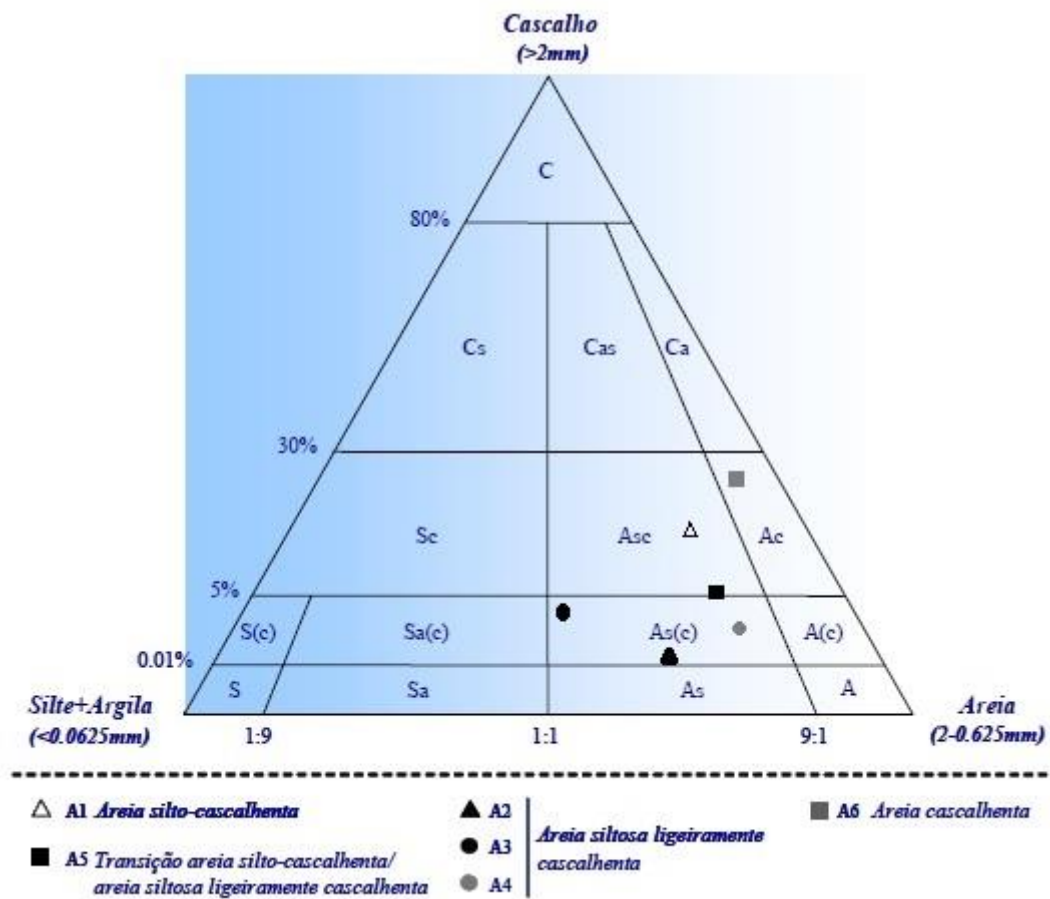


FIGURA 22- CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DAS AMOSTRAS DE FRADES, DE ACORDO COM O DIAGRAMA DE FOLK 1954 (EXTRAÍDO DE SOARES 2008).

3.3.2- RESISTÊNCIA DOS MATERIAIS À PENETRAÇÃO

O levantamento dos dados de resistência á penetração foi efetuado em torno da cicatriz principal, considerando-se três segmentos com um espaçamento de 2 m (fig. 23). O segmento A é o que se encontra mais próximo da cicatriz, o segmento B corresponde ao setor intermédio e o C por sua vez o mais afastado. Em cada segmento foram efetuadas 42 leituras. (Soares 2008)

Inicialmente e com recurso a valores médios, foi observado um já esperado aumento da resistência em profundidade, embora já fossem evidentes discrepâncias quando comparados entre segmentos. De uma forma geral a resistência é elevada. Em C só foram possíveis leituras até aos 60 cm de profundidade, B era o setor mais irregular e A o local onde a resistência era ligeiramente menor (graf.4). (Soares 2008)

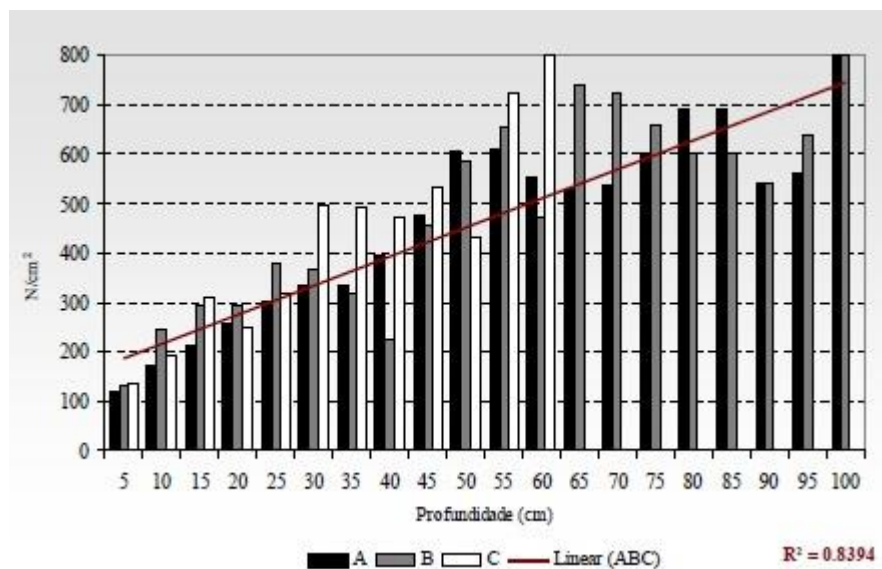


GRÁFICO 4- VARIAÇÃO DOS VALORES MÉDIOS DA RESISTÊNCIA DOS MATERIAIS
(EXTRAIDO DE SOARES 2008)

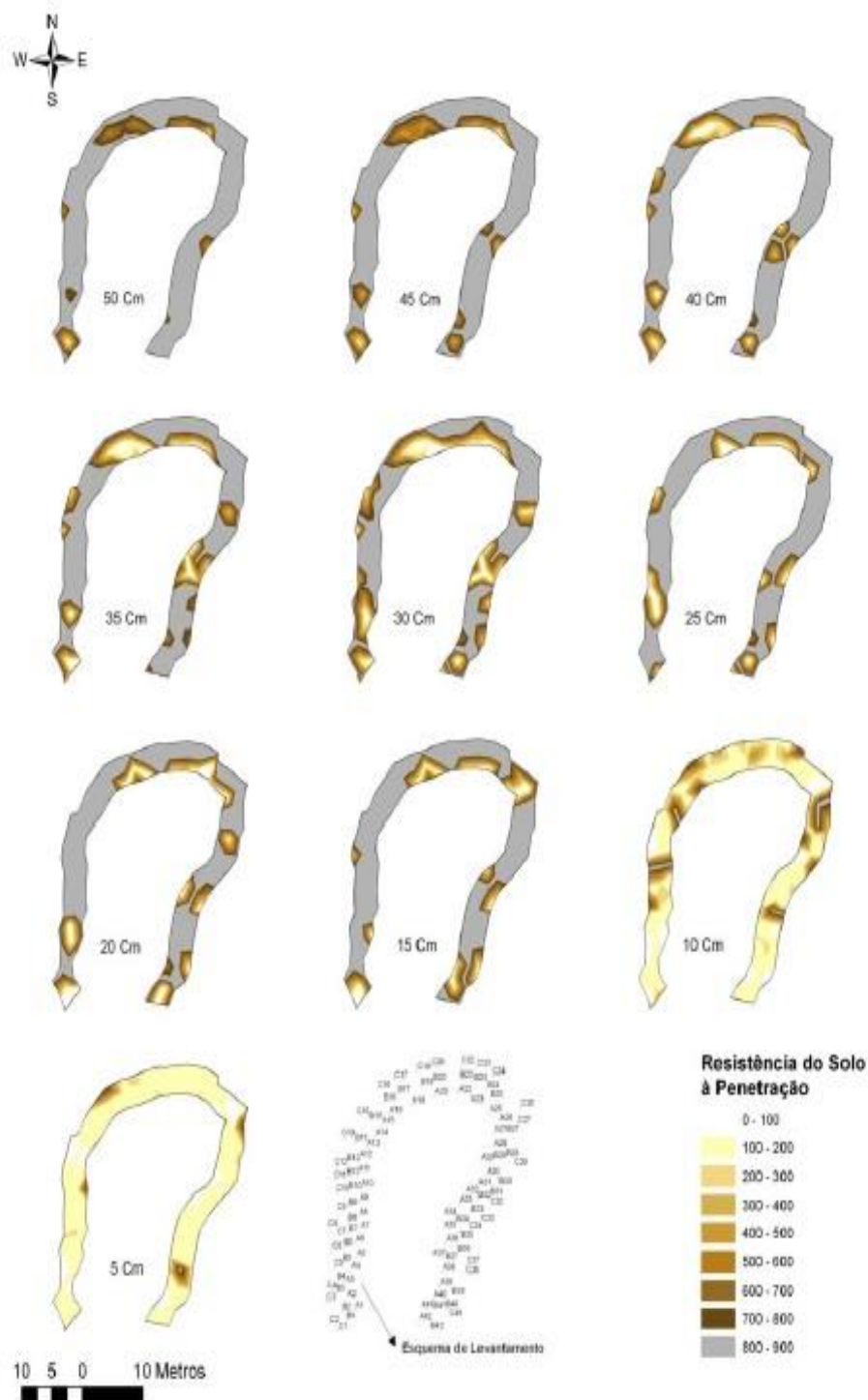


FIGURA 23- VARIAÇÃO DOS VALORES DE RESISTÊNCIA NA ÁREA PRINCIPAL DA CICATRIZ (EXTRAÍDO DE SOARES 2008).

Genericamente parece existir um aumento da resistência quando nos deslocamos de A para C. O que poderia levar a crer que a localização da área de arranque já representava, previamente, um setor de maior fragilidade e por sua vez poderia explicar o desencadeamento da escoada de detritos naquele preciso local.

“De uma forma global, vimos que são atingidos os máximos de resistência em espessuras relativamente superficiais. Mas por sua vez a transição é extremamente brusca. (...) são obtidos valores que passam de 120-160N/cm², para os 800N/cm².” (Soares 2008)

Situações como a descrita foram observadas por exemplo em locais que correspondiam á fração de materiais argilizados correspondentes à caixa de falha.

Um outro aspeto interessante observado, a resistência aparentava diminuir em profundidade, destacando situações que o penetrómetro registava valores nulos seguidos de posteriores leituras com o acréscimo da profundidade (fig. 24). O que levava e leva a crer na existência de ‘vazios’.

A existência de locais mais permeáveis são locais que perfazem os caminhos preferenciais de escoamento. O que vem reiterar a importância dos mesmos na análise dos Deslizamentos de Vertente. Os vazios descritos pela professora Laura Soares, são pontos de menor pressão e maior porosidade, permitindo com relativa facilidade uma circulação hidrológica nos mantos de alteração.

Em forma de conclusão a Professora Doutora Laura Soares relacionou os resultados obtidos na análise granulométrica com os valores de resistência à penetração uma vez que estes se corroboram.

“(...)em A3(material argilizado da falha)(...)conferem a este local uma resistência acrescida, que vai afetar a circulação da água. (...) Em A1, (abrangido pelos pontos A19 a A24) define-se um setor em que o penetrómetro obtinha leituras até maior profundidade, associadas a um teor elevado da fração mais grosseira (...) Situações semelhantes podem ser observadas nas áreas relativas a A5 e A6 principalmente, apesar da resistência máxima ser atingida, por vezes, a escassa profundidade.” (Soares 2008)

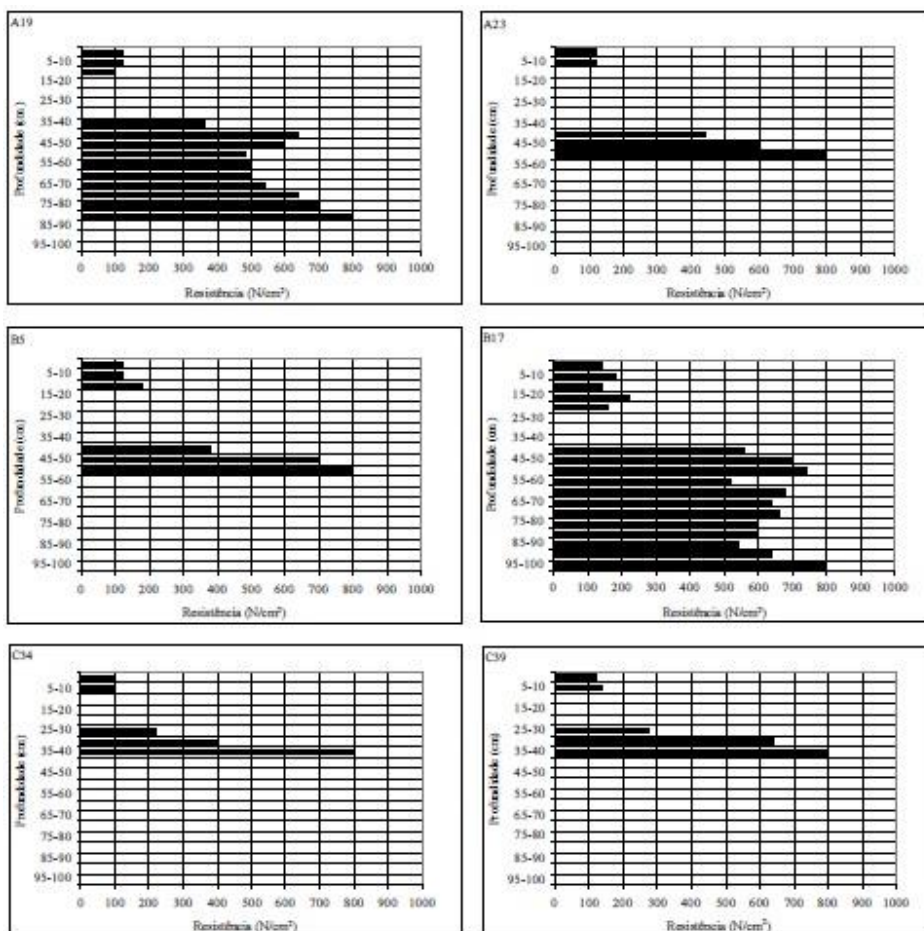


FIGURA 24-EXEMPLOS DE PONTOS DE AMOSTRAGEM ONDE SE VERIFICARAM VALORES NULOS DE RESISTENCIA EM PROFUNDIDADES INTERMÉDIAS (EXTRAÍDO DE SOARES 2008).

3.3.3- CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA

Os ensaios de condutividade hidráulica, foram efetuados nas imediações dos pontos A15 e A16 da resistência à penetração, para avaliar a influência que a falha possuiu na escoada de detritos. O elevado teor em silte e argila neste setor terá funcionado como um obstáculo natural á drenagem subsuperficial, obstruindo os caminhos de escorrência preferencial. Por sua vez verificaram-se nestes pontos valores máximos de 800N/cm² de resistência do solo a escassa profundidade. (Soares 2008)

Os resultados obtidos nos ensaios de condutividade hidráulica vieram reafirmar uma vez mais a importância que a faixa agilizada exerceu sobre a escoada de detritos. Sendo que os dados apontam para uma facilidade de circulação de água no solo, superficialmente, traduzida pelos valores positivos de Kfs. Por sua vez em profundidade verificou-se uma mudança no comportamento da circulação de água traduzidos pelos

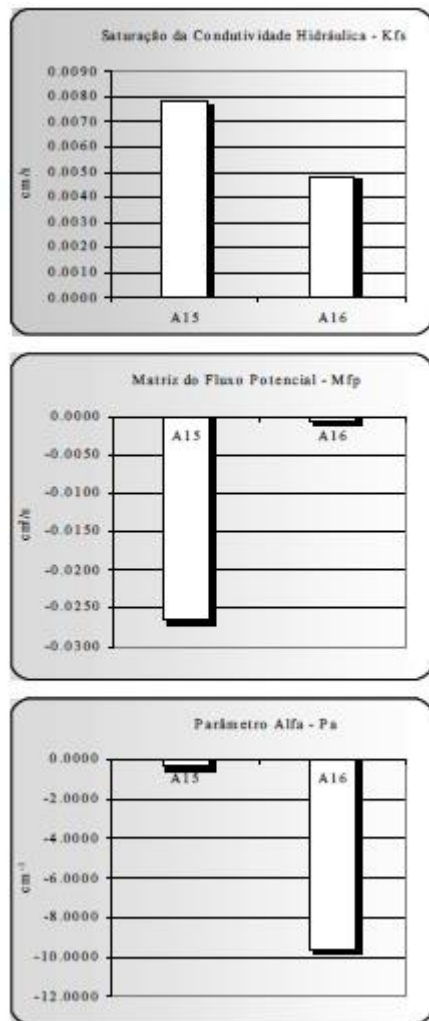


FIGURA 25- PARÂMETROS RELACIONADOS COM A CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (EXTRAIDO DE SOARES 2008).

valores negativos da Matriz de fluxo potencial (Mfp) e do Parâmetro alfa (Pa) (fig. 25). (Soares 2008)

Relembrando que de acordo com especificações do permeâmetro de Guelph, valores negativos apontam para a existência de descontinuidades hidrológicas, que se traduz por uma variação brusca em profundidade da textura e estrutura das formações superficiais, aumentando a impermeabilidade das formações geológicas em profundidade e /ou a presença de macroporos, alterando assim a normal circulação da água. (Soares 2008)

No caso de Frades e de acordo com os dados recolhidos temos a montante da falha um meio mais permeável sendo que a falha como já referido “*exerce um bloqueio que facilitou a saturação dos níveis suprajacentes*”. (Soares 2008)

4-PROSPEÇÃO GEOFÍSICA SÍSMICA DE REFRAÇÃO

A prospeção geofísica agrupa em si uma série de métodos que têm sido muito usados ao longo do séc. XX e séc. XXI, quer no domínio da Geologia, quer nas áreas da Engenharia de petróleos e minas.

O objetivo principal da prospeção geofísica é determinar a qualidade do maciço rochoso, nomeadamente a espessura do manto de alteração, estado de fracturação, água subterrânea, cavidades, etc. (Pinho 2003)

Para uma campanha de prospeção como a aplicada na região de frades foram usados os seguintes materiais: (fig. 26)

Um sismógrafo da marca Geometrics StrataVisor NZ compacto com um chassi a prova de água com a possibilidade de gravar dados desde 3 a 64 canais internos, o seu monitor permite-nos analisar em tempo real os dados obtidos o que nos garante uma elevada qualidade no serviço prestado;

Duas bobines com 60m cada uma e capacidade para 12 Geofones cada;

Uma bateria;

24 Geofones de 10 Hz;

Duas fitas métricas de 60 metros;

Um teclado e respetivos cabos de conexão com o sismógrafo;

Uma placa de aço e uma marreta de 5 Kg e respetiva bobine de conexão;

Gps para gravar as coordenadas e assim georreferenciar os perfis.

O dispositivo de colheita consistiu em 24 geofones de 10 Hz com espaçamentos entre estes de 5 metros e 2,5 metros dos pontos de tiro aos geofones mais próximos implicando um comprimento total de dispositivo de 120 metros. A fonte utilizada foi uma marreta de 5 Kg em placa de aço com cinco pontos de tiro para todos os perfis. Cada perfil de 120 metros possuía 5 pontos de tiro sendo que o perfil superior de 60 metros apenas possuía 3 tiros. (fig.27)



FIGURA 26 MATERIAL GEOFISICO USADO NA CAMPANHA DE FRADES.



FIGURA 27- EXEMPLOS DA MONTAGEM DO MATERIAL DE AQUISIÇÃO DOS DADOS SÍSMICOS.

O método abordado na presente dissertação é o método sísmico de refração (fig.28) onde as ondas sísmicas provenientes da Fonte se dividem em ondas S e P, as ondas P refratam nos contactos litológicos em profundidade, posteriormente recolhidas pelos geofones e permite-nos obter a espessura do manto de alteração.

Aplicado na análise estrutural do movimento de Frades. Com o intuito de determinar a espessura do manto de alteração, e os contactos entre diferentes litologias. O método sísmico aplicado a mantos de alteração granítica é um método muito eficiente, potenciado pelo elevado contraste de velocidades de propagação das ondas sísmicas entre o manto de alteração e o maciço rochoso subsequente.

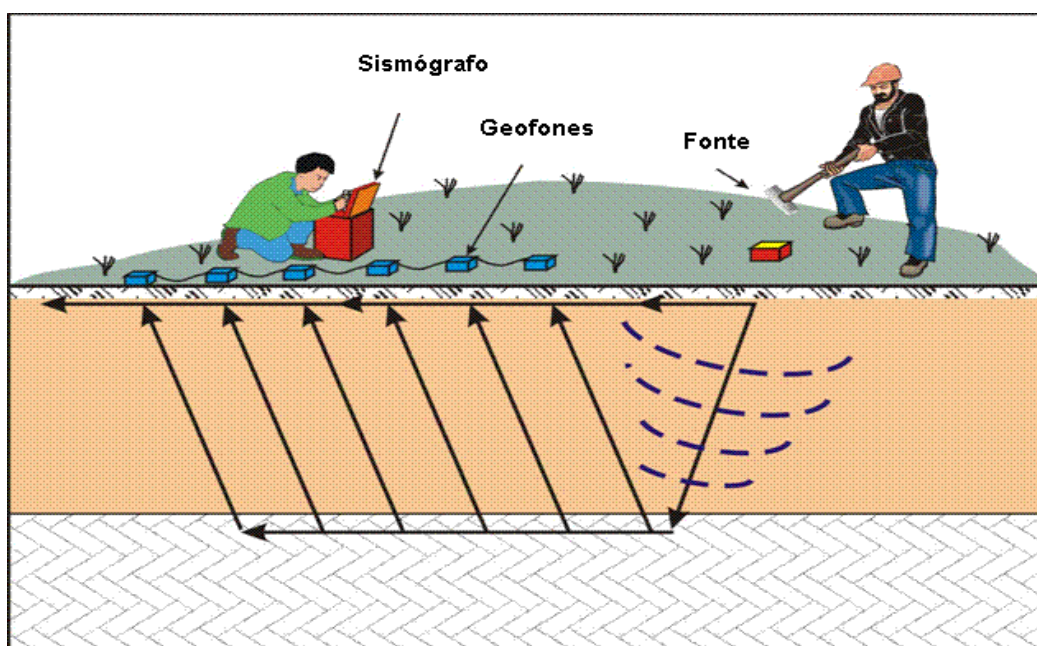


FIGURA 28- ESQUEMA DE AQUISIÇÃO DE DADOS, EQUIPAMENTOS MONTADOS NO CAMPO. (INC. 1988)

Para uma investigação da espessura iremos analisar a velocidade de propagação das ondas P. A Sísmica de Refração permite leitura dos planos de descontinuidade em profundidade, sendo que a profundidade máxima atingida nunca será constante, devemos levar em consideração que a profundidade máxima nunca será superior a 25% do comprimento do perfil. Considerando o comprimento TD-TI de 120m teremos uma resolução máxima de aproximadamente 30 metros e para o perfil PS5 de apenas 60 metros uma leitura que não deverá sobre passar os 15 m (Travelleti, et al. s.d.). O que em qualquer dos casos permite uma leitura mais que suficiente tratando-se de a espessura de um manto de alteração granítica.

4.1- LOCALIZAÇÃO RELATIVA E ABSOLUTA DOS PERFIS SÍSMICOS

Para a determinação da posição dos perfis relativamente ao escorregamento de Frades realizei uma recolha bibliográfica em estudos em que foram aplicadas metodologias geofísicas. Sendo que em todos os casos a posição dos perfis não é localizada sobre a cicatriz, mas sim ao lado consoante a concavidade da vertente.

No caso de Frades os perfis sísmicos foram posicionados à esquerda da cicatriz, uma vez que é a região mais côncava da vertente e assim cobrindo a maior parte da área de contribuição da mesma. (fig.29)

Previamente desenhados para cruzarem a cicatriz não foi possível a sua aplicabilidade no terreno. Uma vez que o desnível em torno da cicatriz e a própria cicatriz não nos permitia acoplar os geofones ao terreno, tivemos que realizar umas ligeiras alterações transpondo os perfis para partes mais acessíveis da encosta montanhosa. (fig.30) todos os perfis foram georreferenciados o que nos permite ter a localização precisa dos mesmos.

Um outro ponto é que previamente estavam desenhados 4 perfis horizontais, uma vez no terreno realizamos 3 dos 4 previamente delineados. Devido à inutilidade em termos globais de um 4º perfil horizontal. O mesmo não aportaria dados relevantes na análise global do escorregamento em causa.



FIGURA 29- LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS SISMICOS PREVIAMENTE DELINEADA.

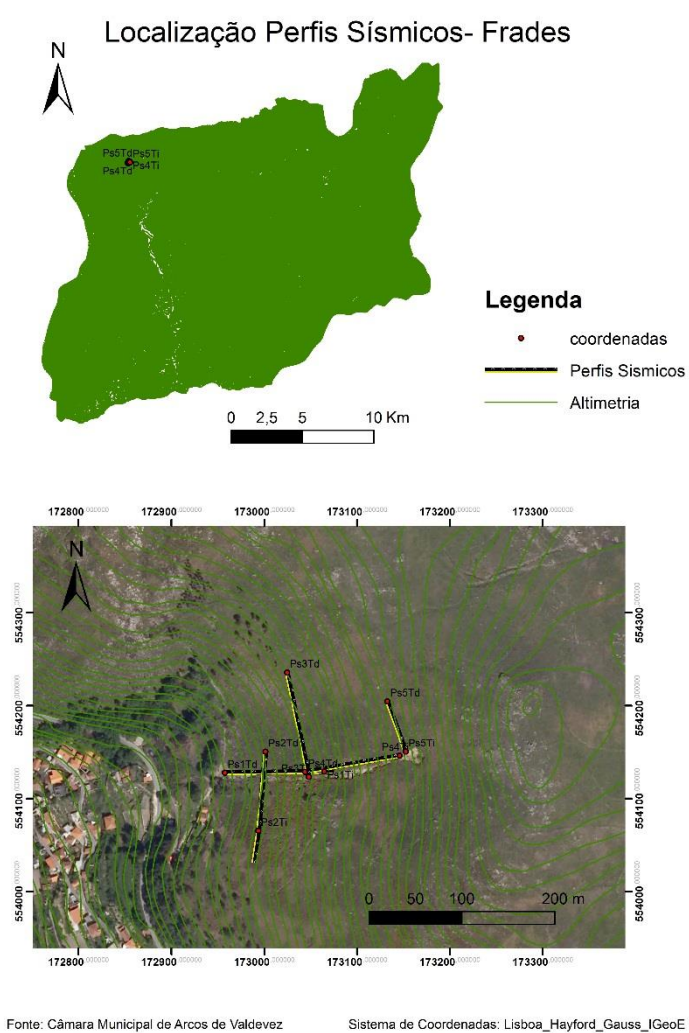


FIGURA 30- LOCALIZAÇÃO ABSOLUTA DOS PERFIS SISMICOS REALIZADOS.

4.2- TRATAMENTO DOS DADOS DE CAMPO

Os dados de campo foram tratados com o auxílio do programa Ras 24. Programa esse que permite identificar o tempo das primeiras chegadas de ondas P, em milissegundos, a cada um dos geofones

Devido às condições de superfície altamente variáveis, a capacidade de tiro e os intervalos de qualidade obtidos são muito satisfatórios, as profundidades máximas de leituras registadas raramente ultrapassam os 100 milissegundos (exceto o Ps4), o que representa uma resolução de leitura perfeita no caso de estudo em questão (graf. 5 a 9).

Depois de tratados os dados, os mesmos têm que ser organizados em folhas Excel (anexo1) de maneira a que possamos ter toda a informação necessária organizada. É necessária a criação de 3 ficheiros de formato txt denominados ob, rec e src (anexo 2) necessários para a elaboração de gráficos de dispersão cromática fundamentais para a interpretação das estruturas condicionantes dos movimentos de vertente.

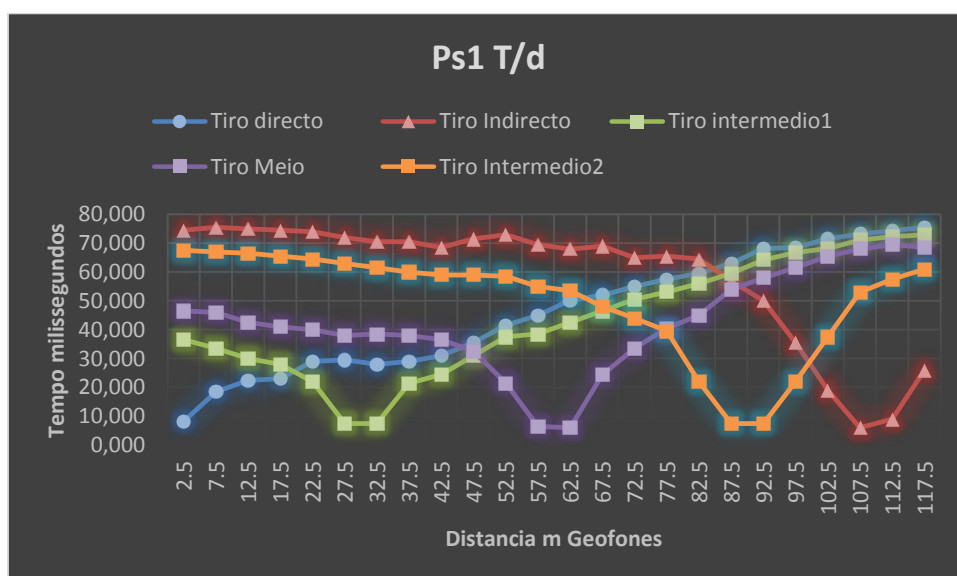


GRÁFICO 5- GRAFICO DISPERSÃO TEMPO / DISTÂNCIA E CONSEQUENTE VELOCIDADE DE PROPAGAÇÃO DAS ONDAS SISMICAS NO PERFIL SISMICO 1.

Após a leitura do gráfico 5 e considerando a sua posição espacial presente na figura 26 podemos concluir que estamos presente o contacto litológico: Granito do extremo- Granito da Serra Amarela aproximadamente a 37m desde o início do perfil uma vez que é visíveis duas secções distintas de velocidade, ou apenas presente um

manto de alteração com uma espessura mais elevada. O granito do extremo de granulometria fina e menos alterado apresenta uma velocidade de propagação das ondas P superior ao granito da serra amarela com uma granulometria grosseira e consequentemente mais alterado.

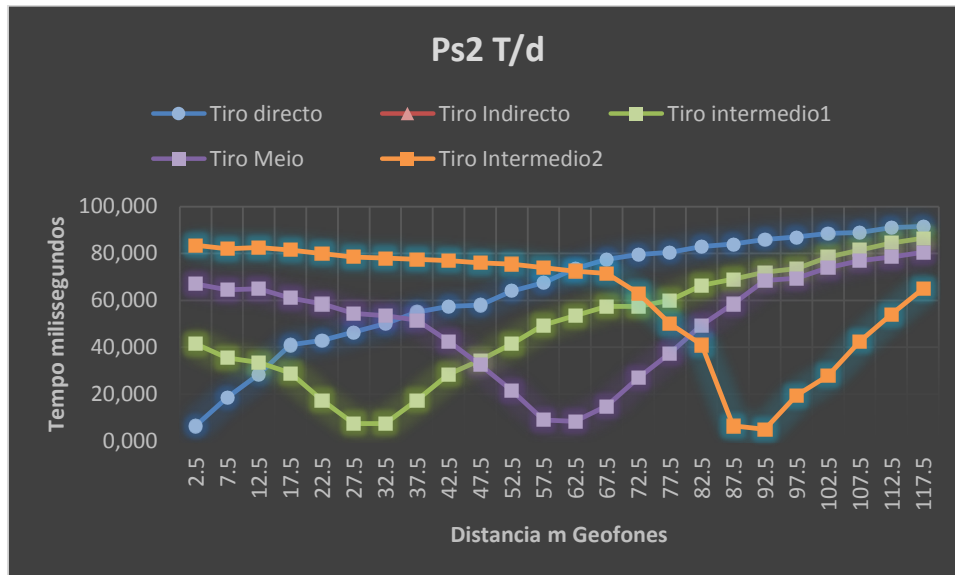


GRÁFICO 6- GRAFICO DISPERSÃO TEMPO / DISTÂNCIA E CONSEQUENTE VELOCIDADE DE PROPAGAÇÃO DAS ONDAS SISMICAS NO PERFIL SISMICO 2.

Através do cruzamento da leitura do gráfico 6 com o posicionamento espacial do perfil 2 (fig. 26) podemos pressupor que estamos perante a mesma litologia, elação essa retirada da relativa igualdade de velocidade entre o tiro directo e o tiro indirecto. Embora seja visível no perfil uma estrutura do terreno que interferiu com as velocidades de propagação aproximadamente nos 80 metros.

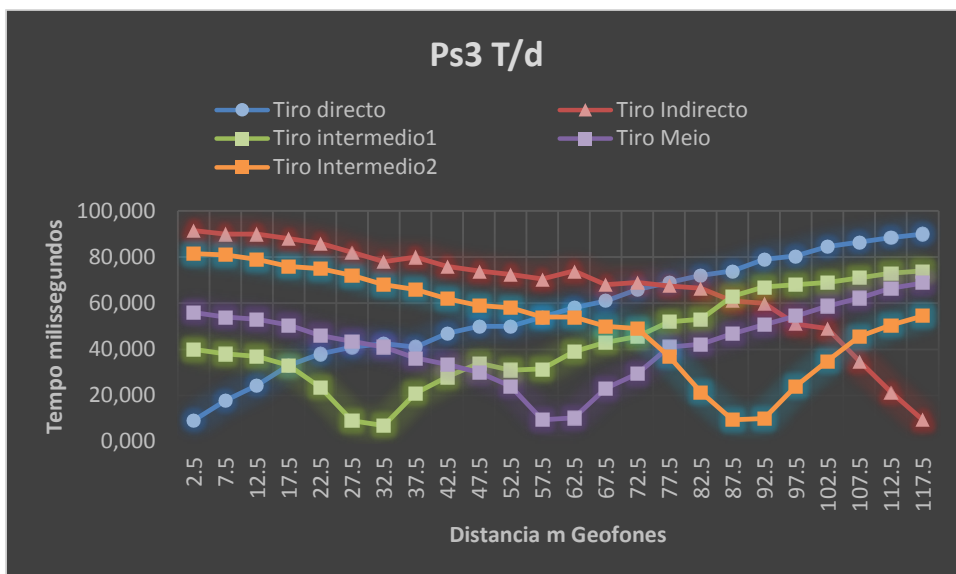


GRÁFICO 7- GRAFICO DISPERSÃO TEMPO / DISTÂNCIA E CONSEQUENTE VELOCIDADE DE PROPAGAÇÃO DAS ONDAS SISMICAS NO PERFIL SISMICO 3.

Inerente da análise do gráfico 7 e respetivo posicionamento espacial constatamos uma vez mais uma similaridade de velocidades o que indicia um meio relativamente homogéneo á semelhança do gráfico 6 com a particularidade de este não cruzar nenhuma estrutura particularmente relevante.

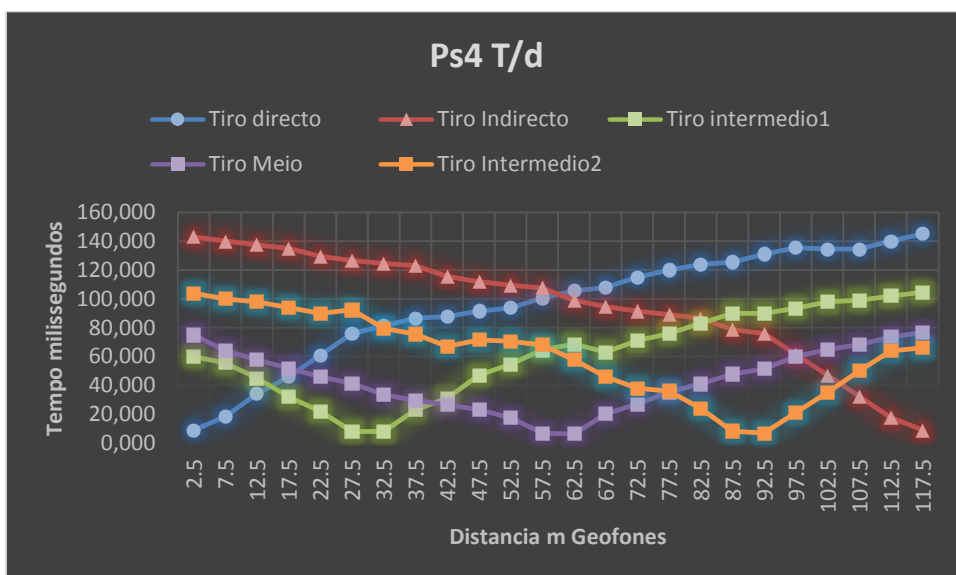


GRÁFICO 8- GRAFICO DISPERSÃO TEMPO / DISTÂNCIA E CONSEQUENTE VELOCIDADE DE PROPAGAÇÃO DAS ONDAS SISMICAS NO PERFIL SISMICO 4.

Respetivamente ao perfil 4 e respetivo gráfico 6 podemos tirar outro tipo de elações. Este é o perfil que apresenta maiores valores de tempo de chegada da onda P. O que se reflete num abrupto atraso do tempo inerente ao abrandamento de propagação da

onda P e consequente perda de velocidade. Em casos similares foi concluído como: *“These abrupt changes are most likely caused by attenuation and delays of the seismic energy as it passes through the open fracture zones and adjacent altered rock.”* (Heincke, et al. 2006) O vem de encontro com as estruturas filonianas caracterizadas no trabalho da Professora Doutora Laura Soares.

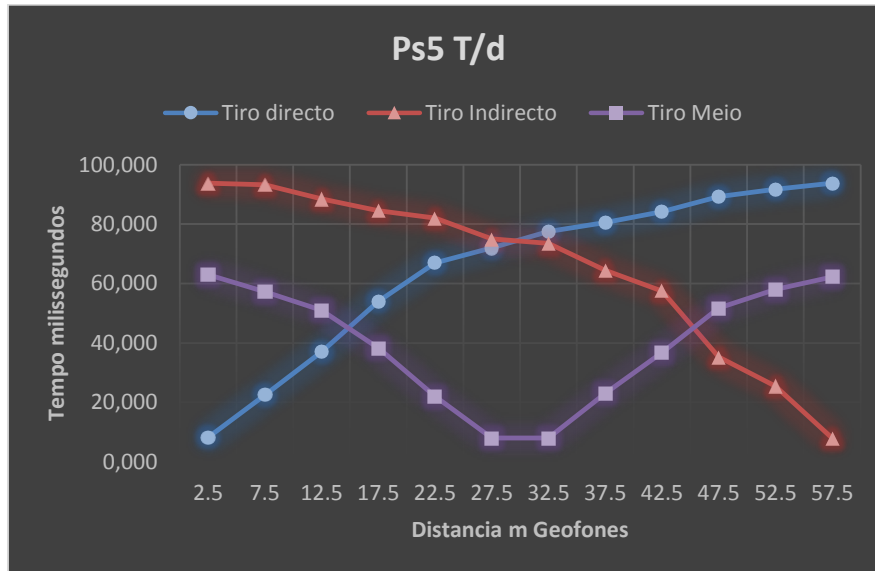


GRÁFICO 9- GRAFICO DISPERSÃO TEMPO / DISTÂNCIA E CONSEQUENTE VELOCIDADE DE PROPAGAÇÃO DAS ONDAS SISMICAS NO PERFIL SISMICO 5.

No gráfico 9 e o relativo posicionamento espacial do perfil sísmico 5 é claro concluir que estamos presente um meio homogêneo com uma velocidade de propagação relativamente baixa uma vez que estamos perante um manto de alteração espeço inerente ao granito da serra amarela.

4.3- INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE CAMPO

A interpretação terá como base a metodologia mais recente de inversão de dados, tipo *Traveltime Tomography* ((Cardarelli 1995), (Seisa 1995) e (Zhang, Brink e Toksöz 1998)). Esta técnica não é ambígua e fornece uma secção de velocidades de elevada resolução ideal para meios cristalinos ou seja para casos em que exista algum gradiente de alteração. As velocidades obtidas serão normalizadas numa escala cromática entre 300 e 2500 m/s devendo corresponder a uma variação no grau de alteração dos materiais até à rocha mãe. Os resultados obtidos na interpretação dos dados de campo, velocidade de propagação das ondas sísmicas compressivas (P) *versus* profundidade. Identificando e caracterizando possíveis estruturas que conduzam ao movimento de vertentes.

Após introduzidos os ficheiros txt denominados ob, rec e src no programa Seisopt@2D obtemos, por inversão, os modelos de velocidade, resultantes da normalização de velocidades em escala cromática. Que nos permite quantificar a espessura do manto de alteração localmente (fig. 31 a 35). Os dados da espessura foram validados por as observações no campo em torno da cicatriz principal. Neste caso em particular considera-se manto de alteração até aos 800 m/s de velocidade (Atkinson 1971). Velocidade a partir da qual a remoção do substrato só pode ser realizada com recurso a maquinaria pesada juntamente com explosivos.

É importante referir que as camadas estratigráficas estão separadas consoante a velocidade de propagação da onda P. (tab. 5)

TABELA 5- PARAMETROS GEOFISICOS DE VELOCIDADE DE PROPAGAÇÃO DAS ONDAS P PARA 3 CAMADAS ESTRATIGRÁFICAS.

	Vp m/s
Manto de Alteração Granítico	300 a 800
Rocha mãe ligeiramente alterada	800 a 1400
Rocha mãe sã	1400 a 2500

Todos os valores de espessura foram calculados com recurso ao programa Rock Works 15 e organizados segundo as suas cotas em folhas Excel presentes no anexo 3.

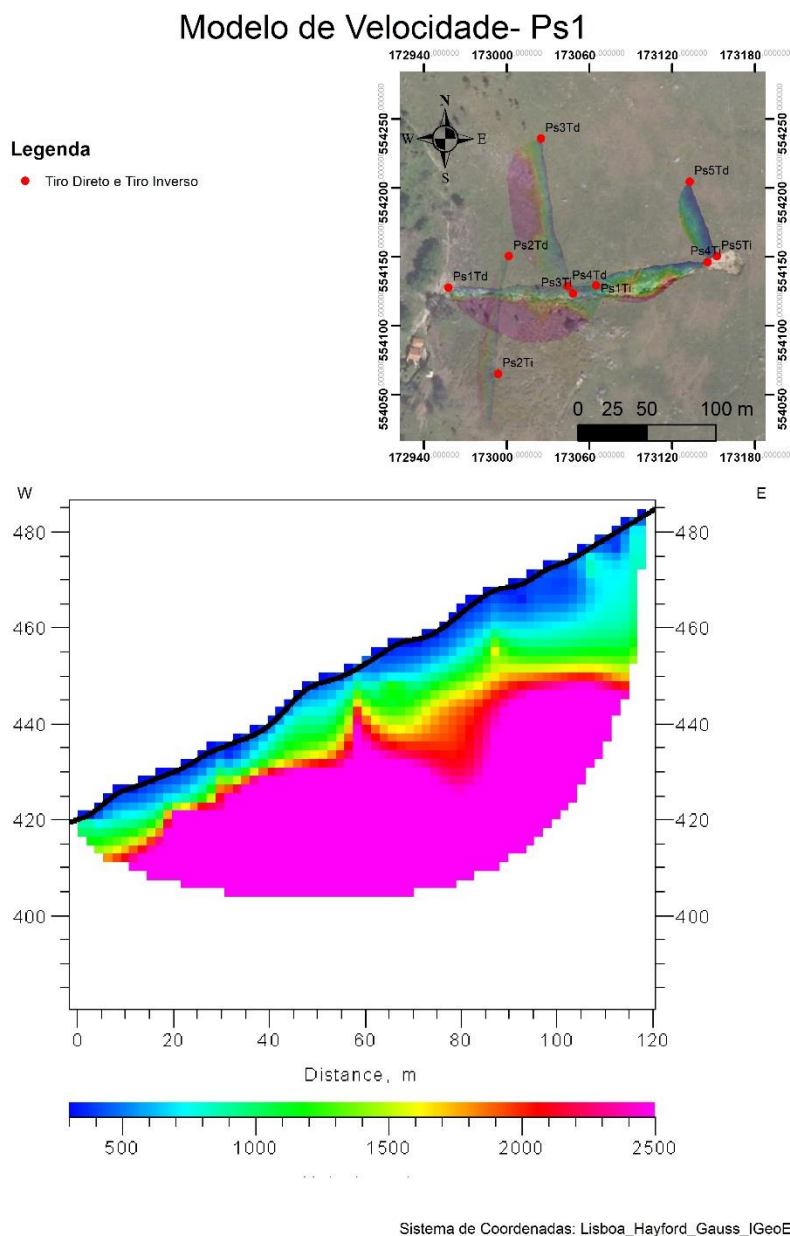
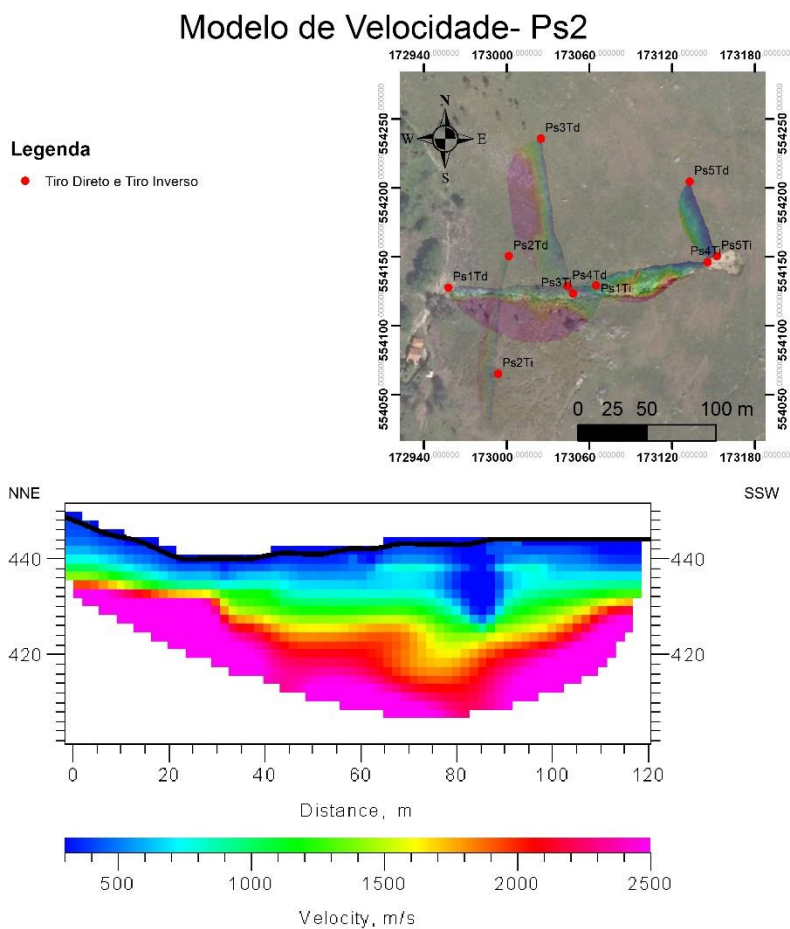


FIGURA 31- MODELO VELOCIDADE DO PS1. NORMALIZAÇÃO DA VELOCIDADE EM ESCALA CROMÁTICA ENTRE 300 A 2500 M/S.

A observação dos modelos de velocidade vêm reiterar as conclusões descritas no ponto 4.3. com a ligeira diferença de que o contacto litológico dá-se aproximadamente nos 60 metros e não nos 37 metros anteriormente sugeridos. É visível uma fraca espessura do manto de alteração à esquerda do contacto referido como esperado, uma vez que se trata do granito do extremo menos passível de alteração quando comparado com o granito da serra amarela. A profundidade média do manto de alteração ronda 9 metros valor esse inflacionado pelo já referido manto de alteração à direita do contacto.



Sistema de Coordenadas: Lisboa_Hayford_Gauss_IGeoE

FIGURA 32- MODELO VELOCIDADE DO PS2. NORMALIZAÇÃO DA VELOCIDADE EM ESCALA CROMÁTICA ENTRE 300 A 2500 M/S.

Este perfil tem uma espessura média de 10 metros. E reforça as observações descritas no ponto anterior. Estamos perante um meio homogéneo com maior espessura nos 80 metros. Possivelmente resultante de um paleo deslizamento.

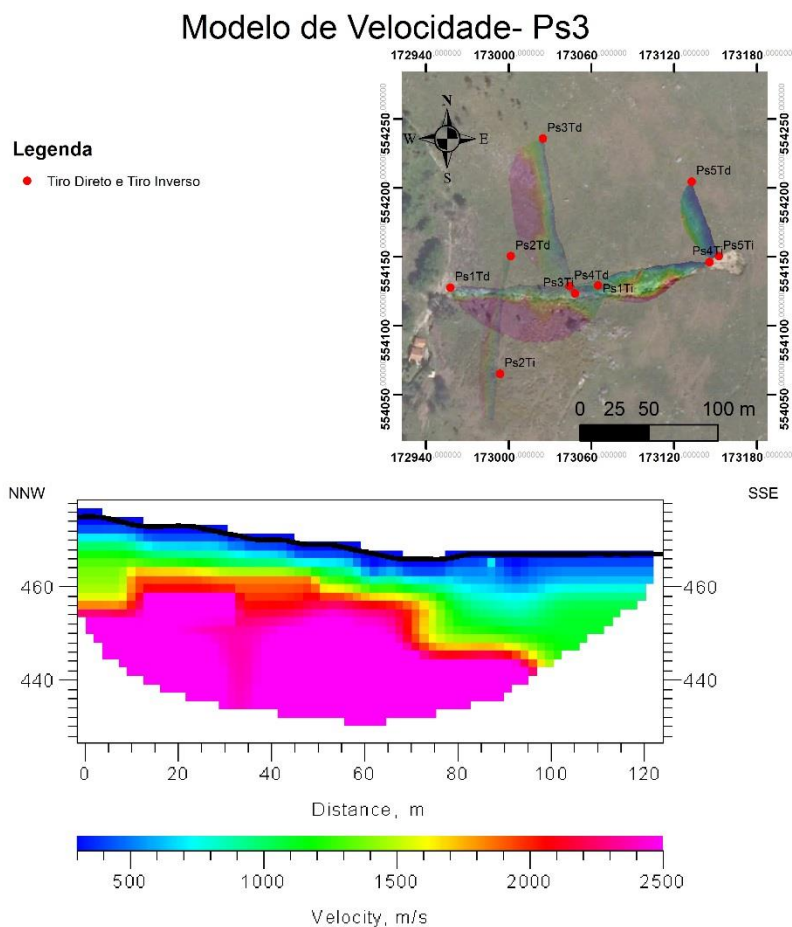


FIGURA 33- MODELO VELOCIDADE DO PS3. NORMALIZAÇÃO DA VELOCIDADE EM ESCALA CROMÁTICA ENTRE 300 A 2500 M/S.

O modelo referente ao Ps3 demonstra a homogeneidade do manto de alteração. Apresenta ainda a menor espessura (7 metros) do manto de alteração o que pode ser facilmente explicado através da análise existência de afloramentos graníticos quer no seu limite direito quer no limite esquerdo. Os valores mais elevados de espessura deste perfil (entre 10m e 12.5m) estão compreendidos entre os 80 e os 97.5 m.

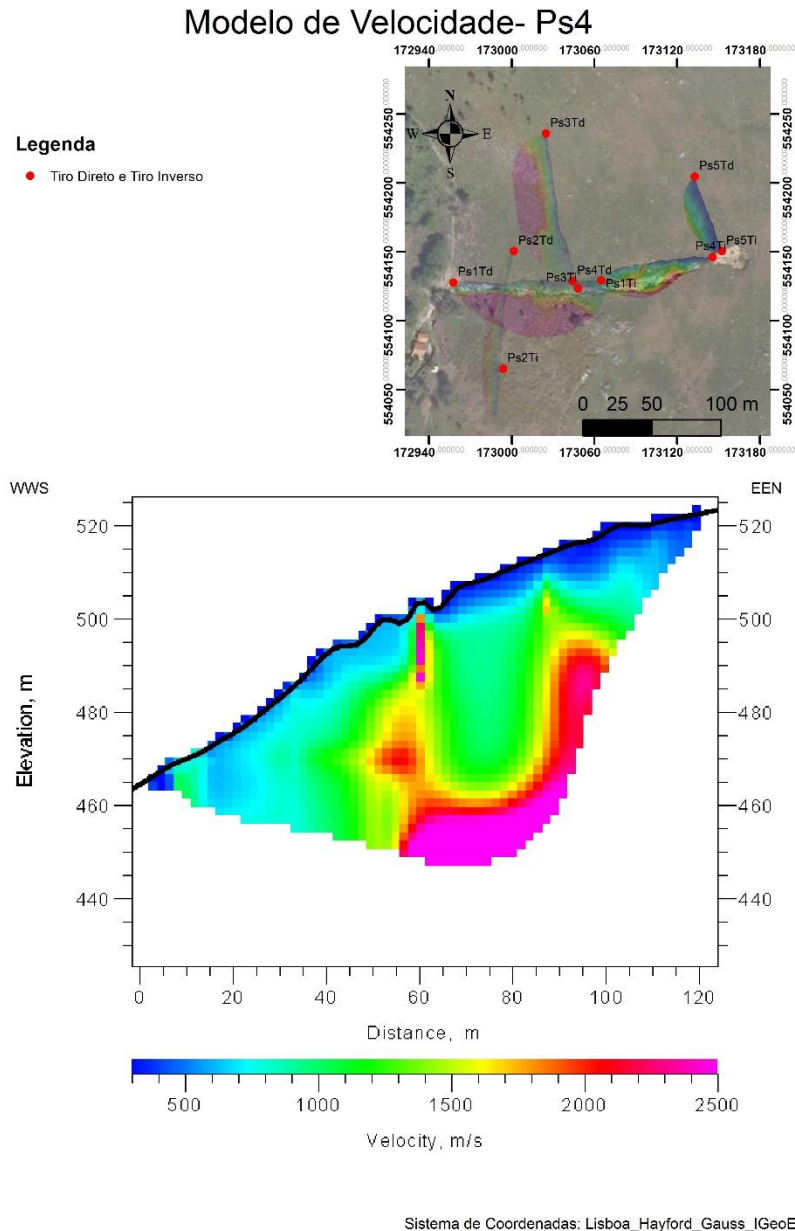


FIGURA 34- MODELO VELOCIDADE DO PS4. NORMALIZAÇÃO DA VELOCIDADE EM ESCALA CROMÁTICA ENTRE 300 A 2500 M/S.

Neste perfil são visíveis as estruturas filonianas descritas no ponto 3.1.5. Apresenta ainda o valor mais baixo de espessura apenas 2.2 metros aos 60 m valor esse coincidente com uma destas estruturas. Apesar disso é o perfil com um maior valor médio de espessura correspondente a 17 metros. O que vai de encontra aos resultados da resistência à penetração descritos no capítulo 3.4. Pensa-se que se trata de um local pontual de recarga de um aquífero.

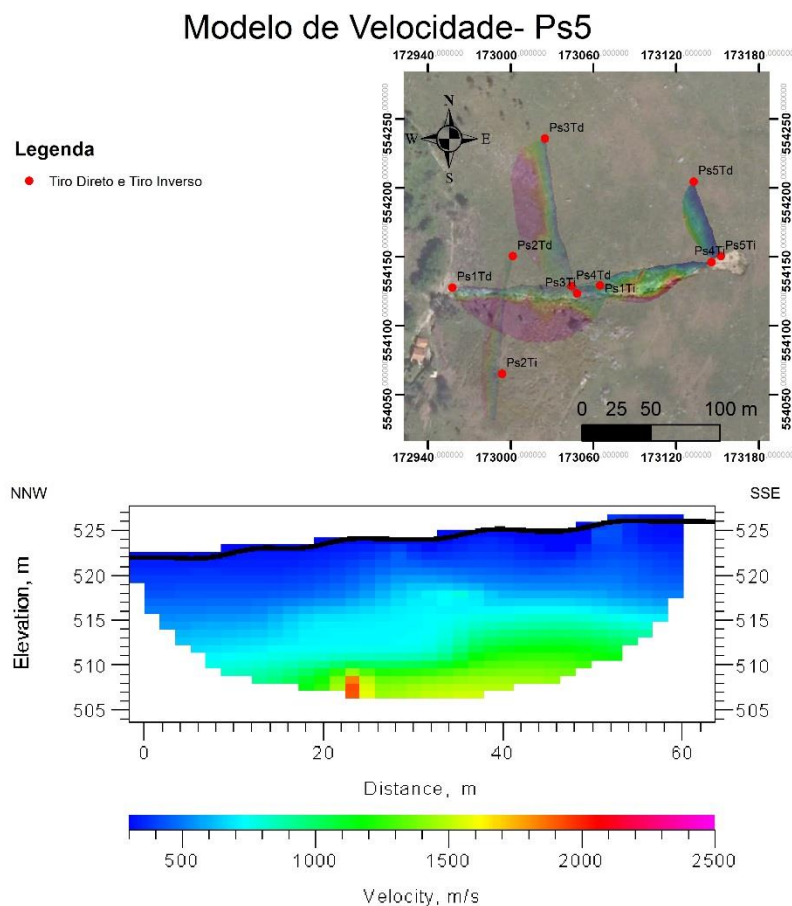


FIGURA 35- MODELO VELOCIDADE DO PS5. NORMALIZAÇÃO DA VELOCIDADE EM ESCALA CROMÁTICA ENTRE 300 A 2500 M/S.

O modelo de velocidade 5 apesar de possuir apenas 60 metros de comprimento apresenta uma espessura média de 14 metros e reitera a homogeneidade do perfil sísmico 5. Com a particularidade de este ser o perfil mais homogêneo de todos e com um valor de espessura elevado apesar de estar no topo da vertente (fig. 26). Espessura essa explicada pelo fato de este perfil encontrar-se numa cota superior à falha evidenciada no Ps4. A falha é uma barreira natural de material impermeável, o que se traduz numa barreira ao escoamento subsuperficial e consequentemente se traduz em uma acumulação de água e maior local de meteorização mecânica.

Todos os valores de espessura foram representados em modelos 2D e em 3D de forma a ser mais fácil analisar os resultados obtidos (fig. 36 e 37 respectivamente). A média de espessuras é de 8.8 metros, considerando os valores de espessura 0 metros dos respectivos afloramentos visíveis no terreno. E as estatísticas das grelhas criadas para a realização dos mesmos apresentados no anexo 4.

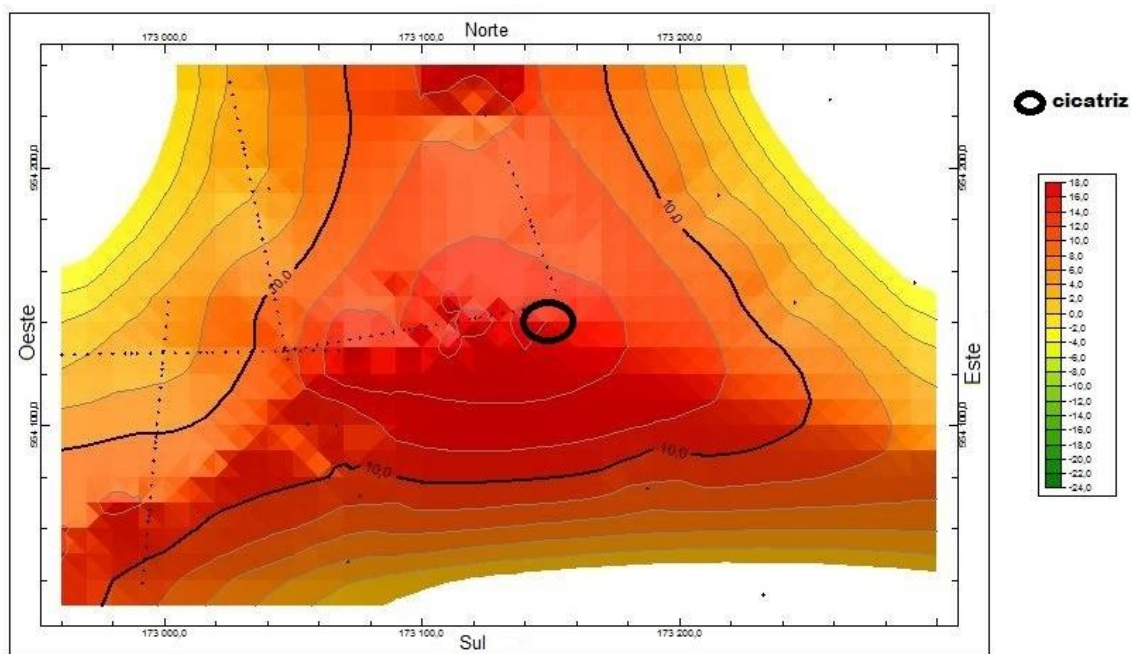


FIGURA 36-REPRESENTAÇÃO 2D EM PLANO DAS ESPESSURAS DO MANTO DE ALTERAÇÃO OBTIDAS ATRAVÉS DO MÉTODO SISMICO DE REFRAÇÃO.

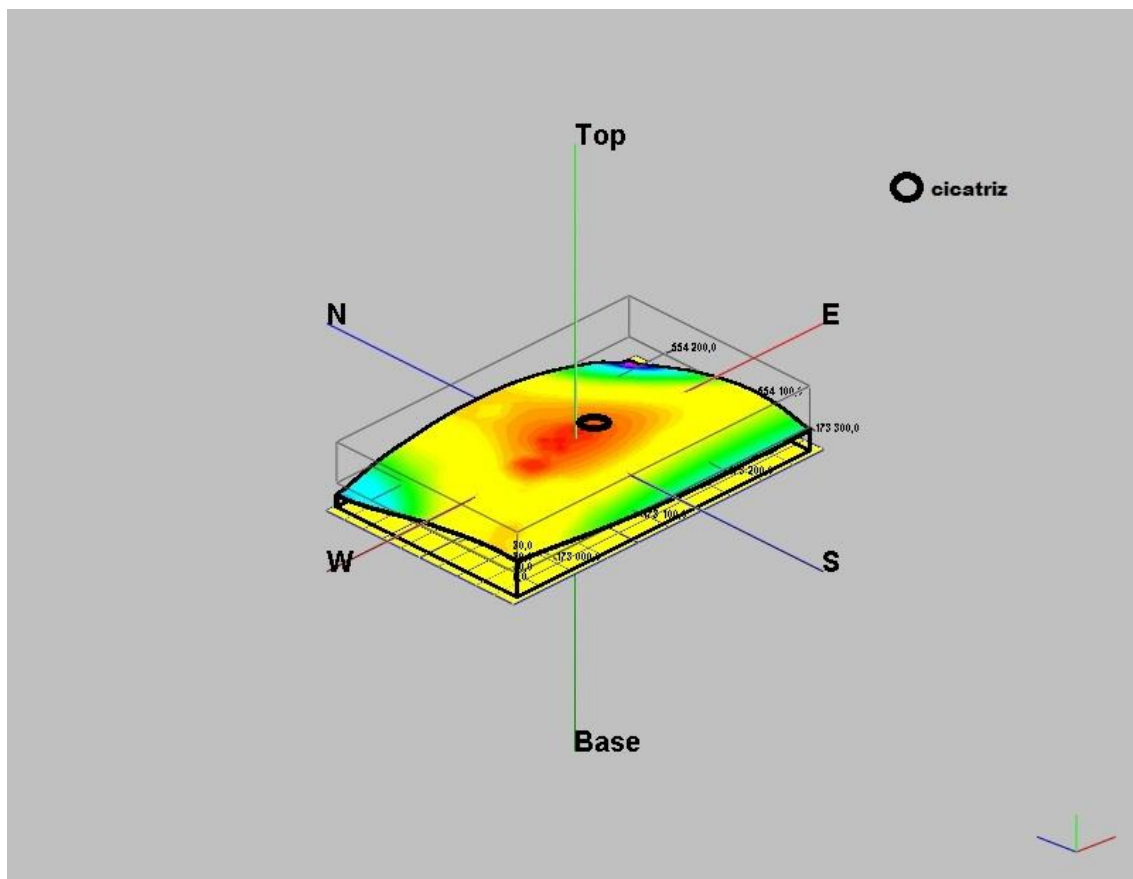


FIGURA 37- REPRESENTAÇÃO 3D DAS ESPESSURAS DO MANTO DE ALTERAÇÃO OBTIDAS ATRAVÉS DO MÉTODO SISMICO DE REFRAÇÃO.

Após a análise das espessuras nas figuras 36 e 37, observamos que a secção da vertente mais espessa é a parte central. Local onde se iniciou o movimento de vertente em causa. Desde logo os resultados confirmam a importância da espessura do manto de alteração na iniciação de movimentos deste tipo.

Outro aspeto a salientar é a existência de afloramentos graníticos (representados através de pontos isolados na representação 2D) e a influência dos mesmos na direção do movimento. Uma vez que a secção inferior esquerda apresenta uma maior espessura, do que o local por onde se propagou o movimento. Conferindo assim a forma de ‘meia-lua’ ao canal de transporte em questão figura 19.

5-CAMINHOS PREFERENCIAIS DE ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL E REDE DE DRENAGEM SUPERFICIAL

“O comportamento de muitos movimentos de vertente está condicionado pelos processos hidrológicos, ou seja, pela variação de quantidades de água armazenada nas zonas saturadas e não saturadas do solo, pela influência de macroporos, rede de fracturação e situações de obstrução da drenagem interna dos materiais.” (Pereira, et al. 2007).

Considerando então a variação de escoamento hidrológico e o seu comportamento consoante o estado de saturação do solo, foram realizados dois modelos de escoamento, um subsuperficial para um estado não saturado do solo e outro superficial. (fig.38 a, b, c, d, e, f)

FIGURA 38 A, B, C, D, E, F. EXPLICAÇÃO PASSO A PASSO PARA A CRIAÇÃO DOS MODELOS APRESENTADOS.

The screenshot shows the 'Borehole Manager' software interface. The 'Display Project Dimensions' dialog box is open, showing the following values:

- X (Easting): 172 960,0
- Y (Northing): 554 030,0
- Z (Elevation): 420,0
- Minimum: 173 300,0
- Maximum: 10,0
- Spacing: 35
- Nodes: 340,0
- Range: 22
- Nodes: 175,0

Below the dialog box, a data table is displayed with the following columns: Row#, X, Y, Ztopo, Z Lim. 800, Esp., Prof., Ps, 8, 9, 10, 11, 12. The table contains 23 rows of data.

Row#	X	Y	Ztopo	Z Lim. 800	Esp.	Prof.	Ps	8	9	10	11	12
1	172960,2165	554127,5253	421	418,1	2,9	-2,9Ps1						
2	172965,0842	554127,599	425	418,3	6,7	-6,7Ps1						
3	172970,0493	554127,6741	427	419,9	7,1	-7,1Ps1						
4	172974,917	554127,7477	429	421,8	7,2	-7,2Ps1						
5	172979,7848	554127,8214	431	423,6	7,4	-7,4Ps1						
6	172984,5551	554127,8935	434	426,8	7,2	-7,2Ps1						
7	172987,1837	554127,9333	435	430,7	4,3	-4,3Ps1						
8	172989,4229	554127,9672	436	428,8	7,2	-7,2Ps1						
9	172994,4853	554128,0437	438	432,5	5,5	-5,5Ps1						
10	172999,2557	554128,1159	442	437	5	-5,0Ps1						
11	173004,1234	554128,1895	447	441,3	5,7	-5,7Ps1						
12	173008,9911	554128,2632	449	441,8	7,2	-7,2Ps1						
13	173013,7615	554128,3353	451	445,7	5,3	-5,3Ps1						
14	173016,3901	554128,3751	452,5	448,6	3,9	-3,9Ps1						
15	173018,6292	554128,409	454	446,2	7,8	-7,8Ps1						
16	173023,6917	554128,4856	457	448,4	8,6	-8,6Ps1						
17	173028,462	554128,5577	458	448,6	9,4	-9,4Ps1						
18	173033,3298	554128,6314	461	450,7	10,3	-10,3Ps1						
19	173038,1975	554128,705	465	453,7	11,3	-11,3Ps1						
20	173043,1626	554128,7801	468	460	8	-8,0Ps1						
21	173045,9859	554128,8228	468,5	459,1	9,4	-9,4Ps1						
22	173047,8356	554128,8508	469	457,5	11,5	-11,5Ps1						
23	173052,898	554128,9274	472	457,8	14,2	-14,2Ps1						

FIGURA 38 A- PRIMEIRO PASSO, CRIAÇÃO DA BASE DE DADOS.

Para a realização dos modelos Topográfico e Lim. 800(sem o manto de alteração) foram necessárias muitas horas de trabalho. Primeiramente criei uma base de dados em formato ATD que chamei de Geral.atd (fig. 38 a) (anexo 4) onde:

- X e Y são coordenadas geográficas em ETRS89;
- Ztopo e Zlim. 800, são as respetivamente as cotas com e sem manto de alteração;

- A espessura é o resultado da subtração destas duas cotas ($Z_{\text{topo}} - Z_{\text{lim.800}}$);
- A profundidade é o inverso da espessura obtida facilmente com a multiplicação da espessura por -1;
- E PS é o Perfil sísmico a que cada dado condiz.

Relembro que todos os dados introduzidos são oriundos da análise dos perfis sísmicos.

No ponto 2 seleciono Map-> Grid-Based Map, ferramenta que me permitirá a realização dos modelos. (fig 38 b)

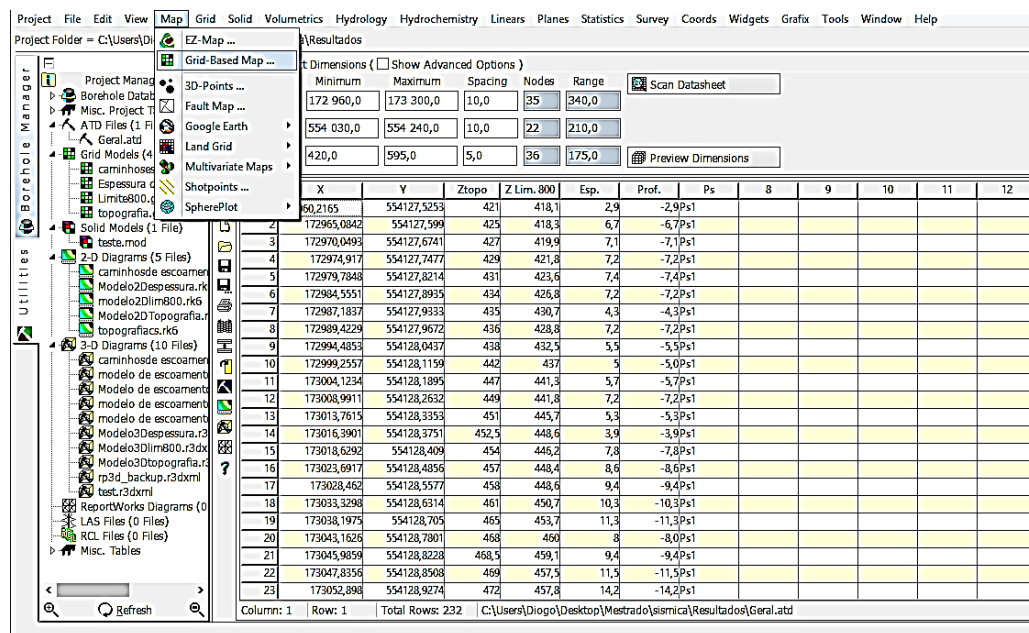


FIGURA 38 B- SELECÇÃO DA FERRAMENTA GRID-BASED MAP

Seguidamente atinjo o passo 3 (fig 38 c), é o menu da ferramenta. Seleciono à esquerda no Input Columns as colunas que quero trabalhar da Datasheet, onde X e Y correspondem aos seus homónimos e Z corresponde a Ztopo ou a Zlim. 800, depende apenas de qual das superfícies topográficas queira trabalhar. Ainda no passo 3 e no menu à esquerda seleciono (de cima para baixo):

- Data Source (fonte de dados) como a Datasheet que corresponde à base de dados Geral criada no ponto 1;
- Grid Model -> Create New Grid e dou o nome a Grelha que quero criar, neste caso chamar-lha-ei de topografia.grd;
- Seleciono Create 2-Dimensional Grid Diagram para a ferramenta criar-me um mapa topográfico da vertente,

- Expandindo seleciono as opções a representar no mapa. Eu selecionei:
 - Symbols para me representar os geofones,
 - Contour Lines
 - Colored Intervals e escolho o intervalo de cores que quero trabalhar.
 - E por ultimo Border para que o mapa possua a representação cartográfica visível.
- Por ultimo mas não menos importante seleciono Create 3-Dimensional Grid Diagram para que o programa crie o Modelo 3D em questão.

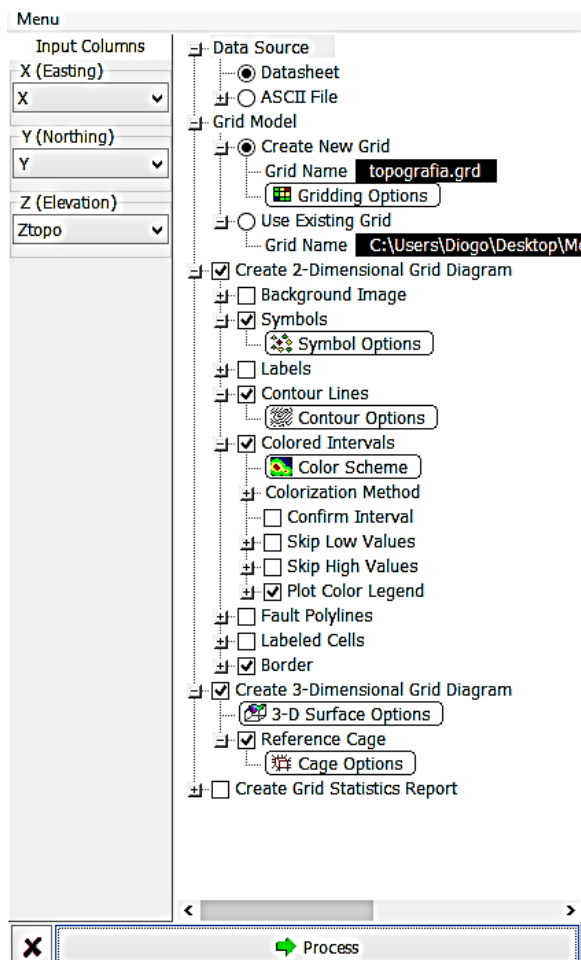


FIGURA 38 C- MENU DO GRID-BASED MAP- SELEÇÃO DOS ATRIBUTOS.

Mas o passo 3 não termina aqui, ainda faltam dois subpontos o 3.1 e o 3.2.

O 3.1 (fig. 38 d) corresponde às opções de criação da grelha em 2 D (Gridding Options) onde seleciono o algoritmo com que quero trabalhar. Eu escolhi o algoritmo Trend Polynomial de terceira ordem (3rd Order) porque era o algoritmo que mais indicado para a problemática a ser trabalhada. Considero o mais indicado pois depois de

experimentalizar todos eles era o algoritmo que mais se aproximava da realidade. Dentro das opções adicionais presentes no mesmo menu selecionei:

- Decluster para que o relevo apresente uma aparência real;
- Polyenhanced 3rd order, para que as variações topográficas se apresentassem contínuas;
- Smoth Grid, para que as cores fossem contínuas, sem haver mudança demasiado brusca, o que não se verifica na realidade.
- E Densify para que haja uma interação entre os pontos de criação do diagrama.

O passo 3.2 (fig. 38 e) corresponde as opções de criação da superfície 3-D (3-D Surface

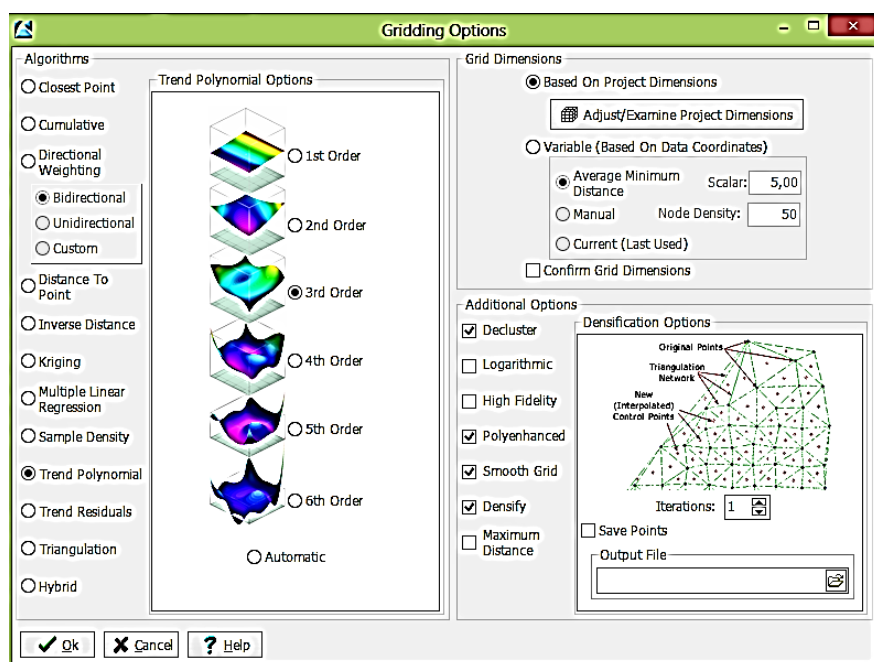


FIGURA 38 D- GRIDING OPTIONS. ESCOLHA DO ALGORITMO A TRABALHAR

Options). Eu neste ponto decido todas as informações a serem representadas no modelo 3D e de que forma elas são selecionadas. As minhas escolhas foram:

- Flat vs. Relief-> escolhi Relief, pois trata-se de um modelo com relevo;
- Colors-> Continuous, para que a representação das cores seja continua (relembro que não dá para escolher o esquema de cores para os modelos 3D);
- Faulting-> No Faults, porque não possuo estes dados;
- Perimeter-> Skirt, para que se visualize com profundidade;
- Edges-> seleciono todos os dados pois estes referem-se às escalas topográficas dos pontos;
- Dividers-> No Dividers, porque este só comprometeria a leitura do modelo,
- Base Elevation-> Automatic, uma vez que os dados das cotas Z são representadas em dados obtidos a partir do nível médio das águas do mar, tratando-se de valores absolutos;
- Beveling-> No Beveling, uma vez que esta opção não possui sentido para o tema a ser tratado.
- Side Panels-> No Filling, pois dificultaria a leitura do modelo;
- E Base_Panel-> Filled para que se vejam as divisões da Grelha.

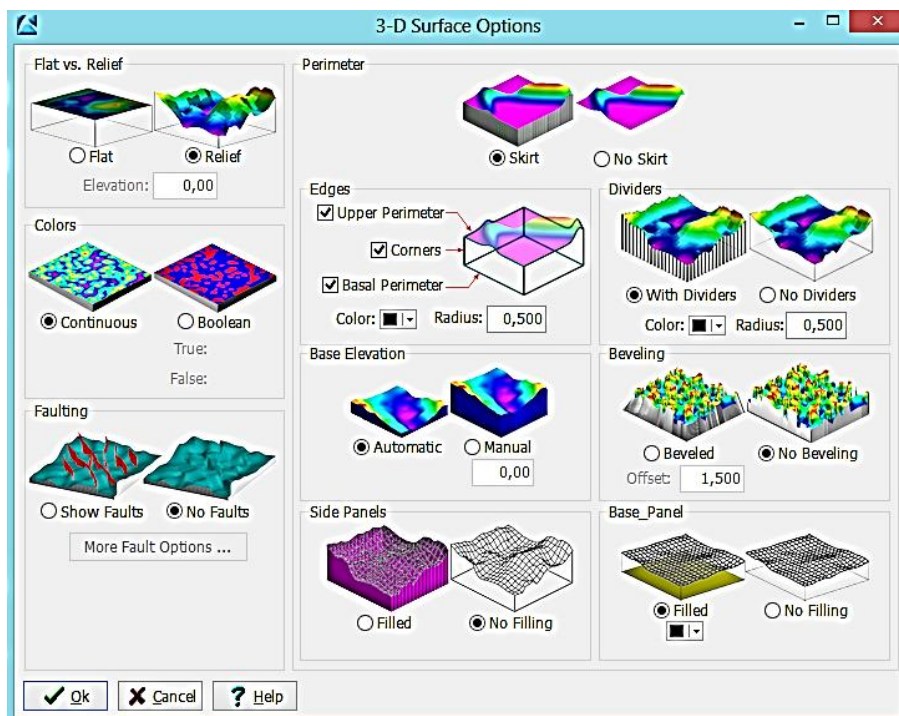


FIGURA 38 E- SURFACE OPTIONS. ESCOLHA DOS ASPETOS A SEREM MODELADOS

Por ultimo o passo 4 (fig. 38 f). Carregar em Process, esperar uns segundos e visualizar os respectivos modelos 2D mapa e 3D Modelo. Verificar se está tudo correto e Salvar as Visualizações nos formatos pretendidos.

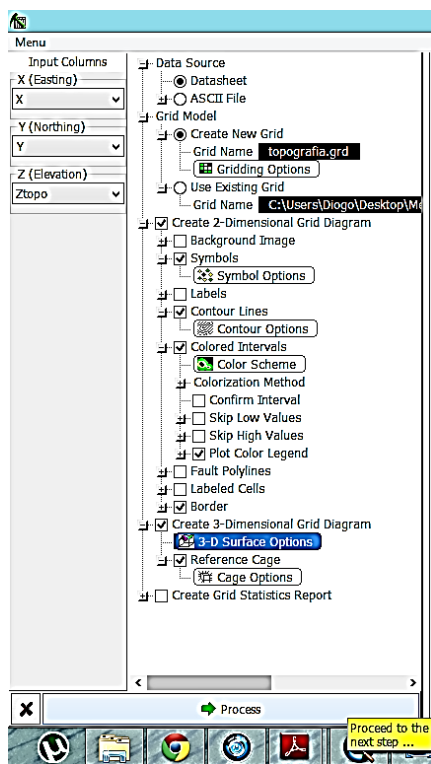


FIGURA 38 F- PROCED. AVANÇAR PARA A CRIAÇÃO DOS MODELOS.

Para compreender a hidrologia à escala da vertente, partiu-se do princípio que a mesma poderia ser dividida em diferentes secções consoante a sua profundidade, onde os mesmos processos de escoamento poderia ou não ter um comportamento idêntico.

Para a análise dos caminhos de escoamento foram realizados uma serie de modelos 2D e 3D com recurso ao programa RockWorks 15 considerando os resultados obtidos na prospeção geofísica (capítulo 4).

5.1- MODELO TOPOGRÁFICO DA VERTENTE DE FRADES

O primeiro passo para a análise dos caminhos preferenciais de escoamento, foi a realização de modelos topográficos da vertente de Frades, onde é visível a concavidade da vertente. O modelo 2D e 3D (fig. 39 e 40 respetivamente) foram executados com recurso a valores absolutos de Altimetria medidos a partir do nível medio das águas do mar. Os dados introduzidos para a realização do modelo correspondem as coordenadas e cotas superficiais de todos os geofones bem como dos afloramentos graníticos visíveis no ortofotomapa.

Uma vez obtidos os referidos modelos topográficos, podemos avançar para a realização dos modelos em profundidade, sendo estes fundamentais para a análise dos caminhos preferenciais de escoamento subsuperficiais.

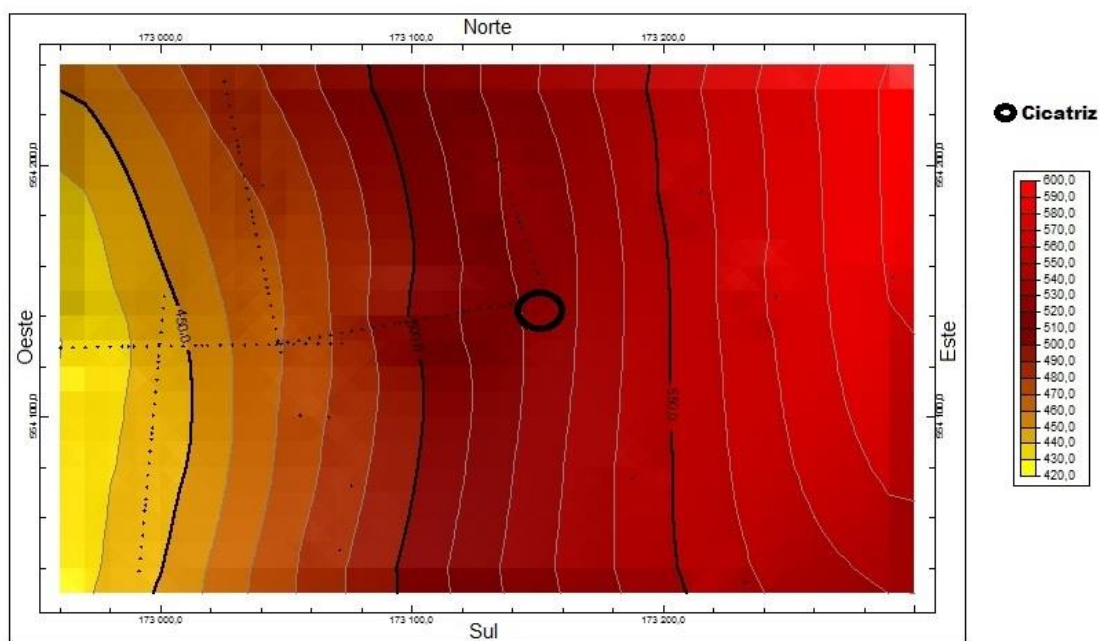


FIGURA 39- MODELO TOPOGRAFICO 2D DA VERTENTE DE FRADES.

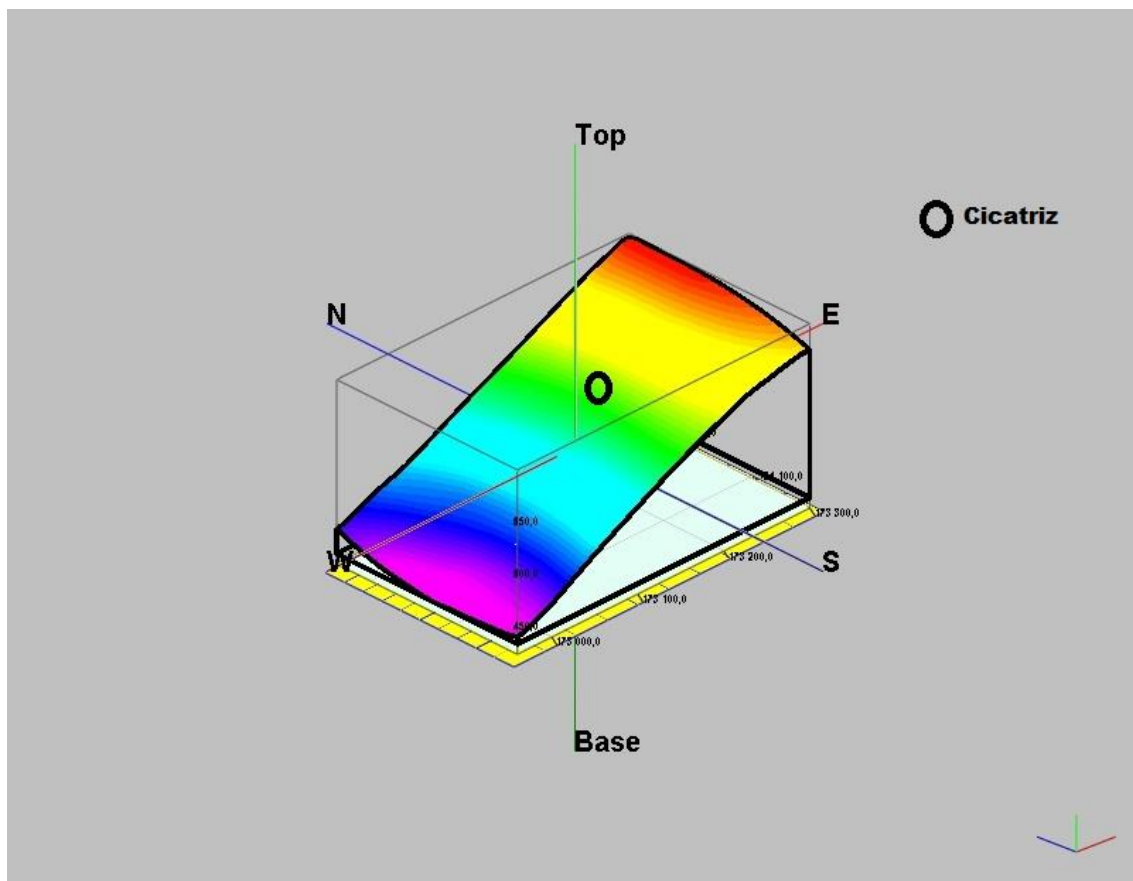


FIGURA 40- MODELO TOPOGRAFICO 3D DA VERTENTE DE FRADES.

5.2- CAMINHOS PREFERENCIAIS DE ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL

A elaboração de modelos potencia e facilita a análise dos caminhos preferências de escoamento. Para que os mesmos possam ser analisados em profundidade, tive que a partir dos modelos topográficos subtrair o manto de alteração granítico. Relembro que a espessura do manto de alteração granítico foi apresentado no capítulo 4 e é referente a dados obtidos através do método sísmico de refração. Todos os cálculos assessórios são apresentados em anexo.

Uma vez obtida a espessura do manto de alteração (valores positivos), usei a razão inversa, ou seja a profundidade, resultante da multiplicação dos valores de espessura obtidos por -1. Os modelos resultantes são basicamente referentes ao limite de velocidade de propagação das ondas sísmicas P 800m/s, limite de velocidade máxima para o manto de alteração granítico. (fig. 41 e 42)

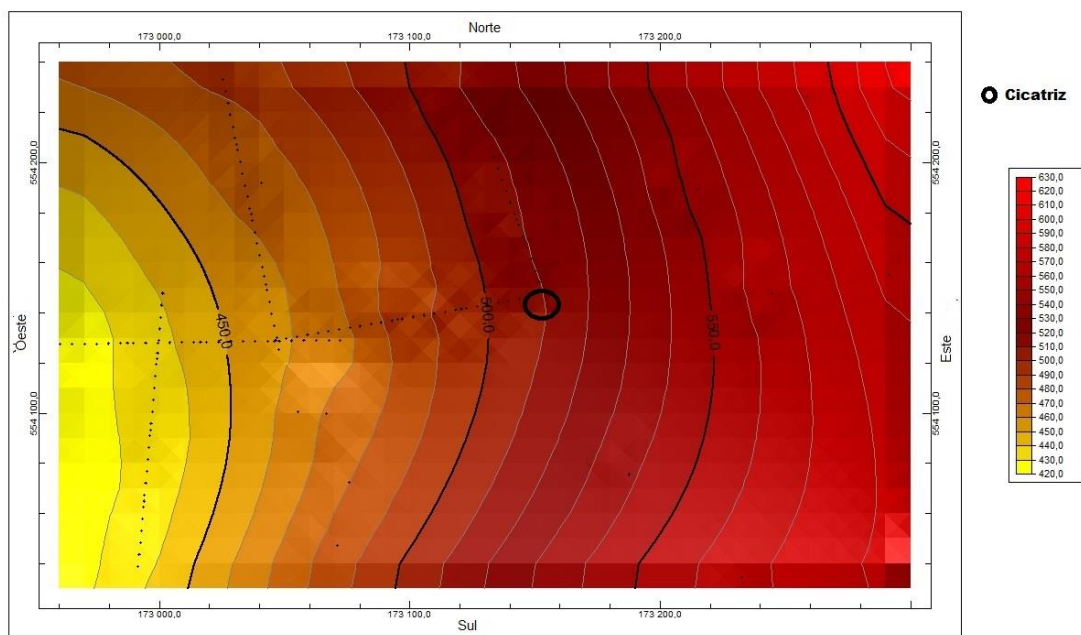


FIGURA 41- MODELO 2D DO LIMITE 800M/S DA VERTENTE DE FRADES.

Desde logo, é visível que a tendência côncava da vertente se acentua.

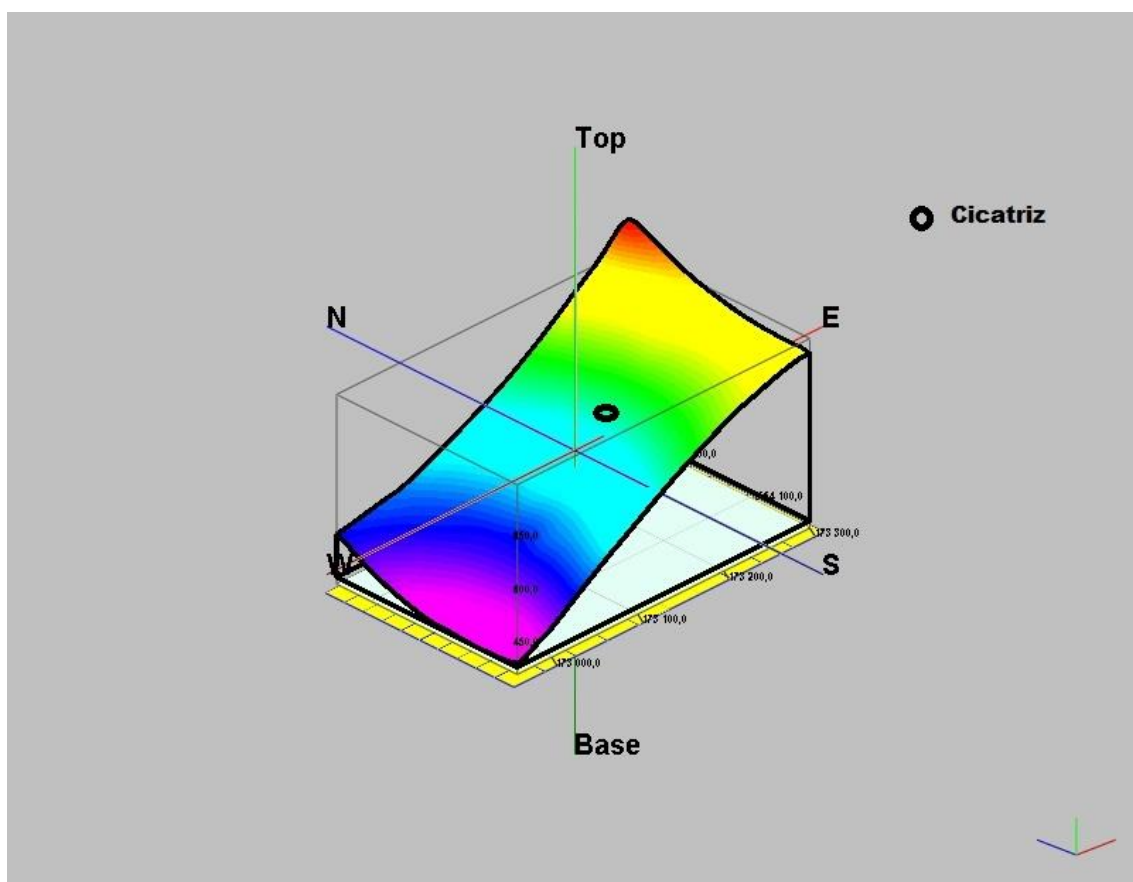


FIGURA 42- MODELO 3D DO LIMITE 800M/S DA VERTENTE DE FRADES.

Apesar da obtenção dos modelos presentes nas figuras 41 e 42, pode não ser perceptível os caminhos preferenciais de escoamento subsuperficial. Para que não restasse nenhuma dúvida do seu comportamento realizei uma análise direcional. Diagrama de fluxo hidrológico da vertente e profundidade em causa e sobrepus o modelo ao diagrama (fig. 43). É importante referir que como parece obvio o fluxo hidrológico propaga-se dos pontos de maior cota para as cotas menos elevadas.

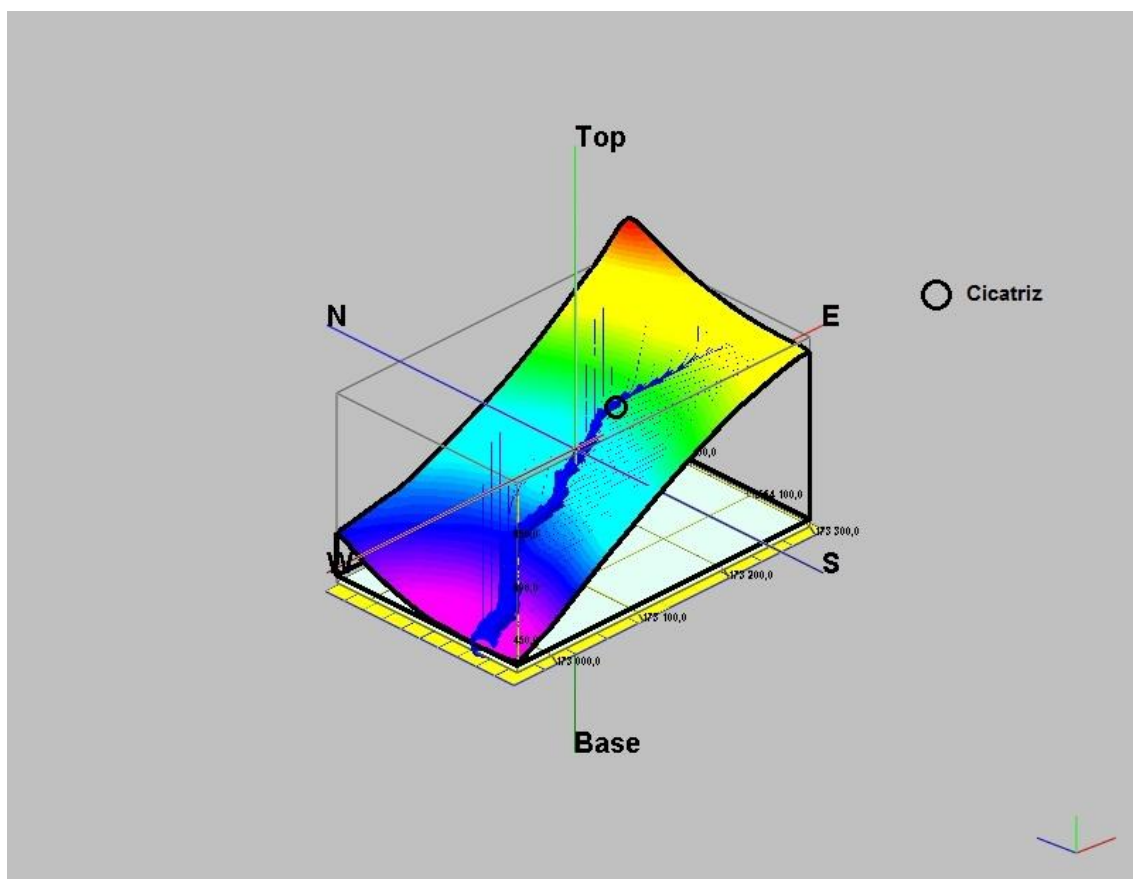


FIGURA 43- MODELO 3D. CAMINHOS PREFERENCIAIS DE ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL.

5.3- REDE DE DRENAGEM SUPERFICIAL

Uma vez obtidos os caminhos de escoamento preferenciais relativos a episódios em que a vertente se apresenta não saturada. Foi necessário a análise dos mesmos em episódios chuvosos intensos conduzindo á saturação do subsolo e manifestando-se com um escoamento superficial abundante.

É importante referir, uma vez mais, que os movimentos de vertente no Norte de Portugal estão ligados á precipitação.

“Podemos concluir que a precipitação do evento e a precipitação antecedente são importantes para o início de fluxos de detritos e lama na Região Norte de Portugal.” (S. S. Pereira 2009)

Embora a Doutora Susana Pereira tenha concluído que a localização dos eventos não está somente relacionada com condições extremas de precipitação, mas também os fatores condicionantes da instabilidade como é exemplo: os declives, formações superficiais e hidrologia das vertentes. Refere ainda que o NW de Portugal apresentava valores de precipitação superiores ao NE de Portugal.

A intervenção antrópica como a construção de terraços agrícolas pode diminuir o limiar de precipitação necessária ao desencadeamento de fluxos de detritos e lama, uma vez que estes fatores aumentam a pressão sobre a vertente e adicionam materiais que podem ser mobilizados. (S. S. Pereira 2009)

A metodologia usada consistiu na realização de uma análise de fluxo hidrológico, com a elaboração de um diagrama direcional de fluxo, mas de esta vez utilizando valores relativos da superfície topográfica sobrepondo este ao modelo topográfico obtido no capítulo 6.1 figura 40. (fig. 44)

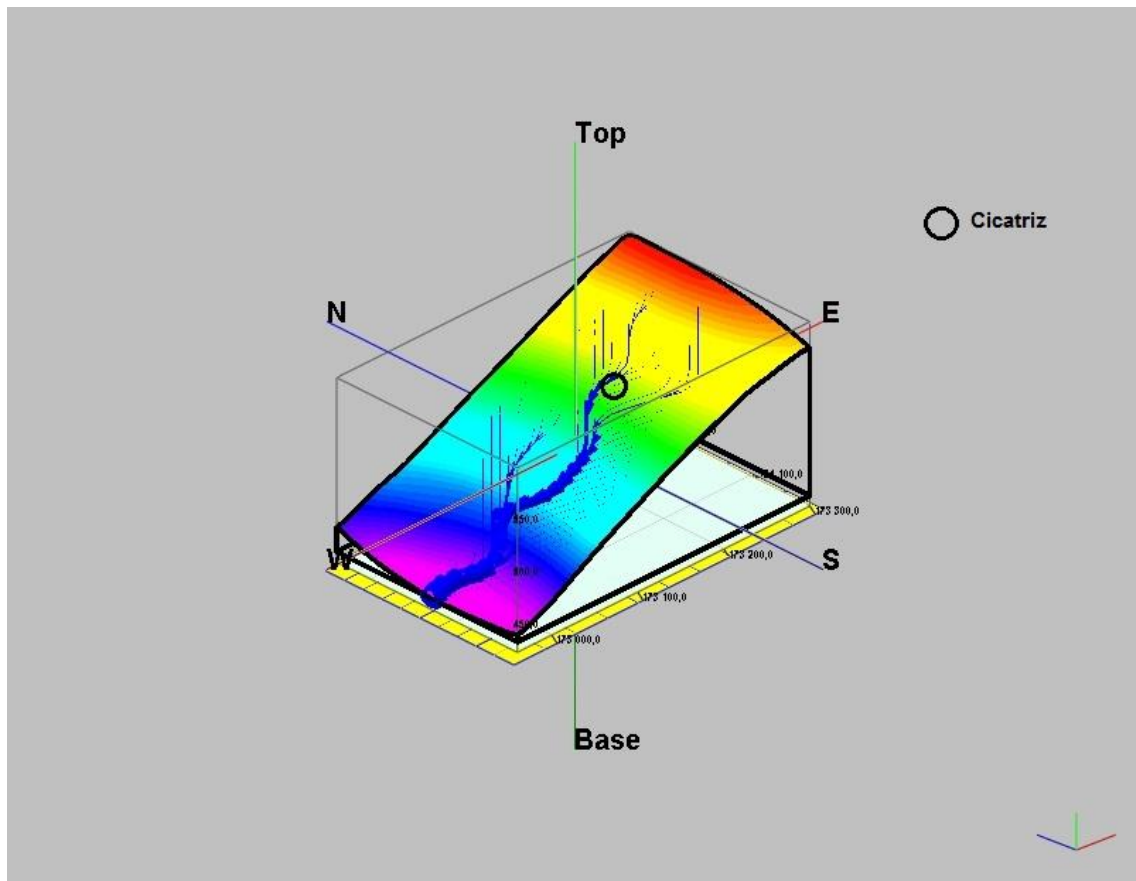


FIGURA 44- MODELO 3D. REDE DE DRENAGEM SUPERFICIAL.

6- ANÁLISE MULTI-ESCALA DA CICATRIZ DE FRADES

Após obtidos os resultados derivados da análise dos perfis sísmicos é possível uma análise comparativa de resultados com diferentes escalas. Os valores de resistência á penetração em torno da cicatriz, comparados com os resultados de espessura da vertente e o resultado dos caminhos preferenciais de escoamento superficial (meio saturado) proporciona-nos uma perspectiva nunca antes analisada do fluxo ocorrida no dia 7/12/2000 em Frades. (fig. 45)

As diferentes escalas de análise tendencialmente convergem para a mesma conclusão. Esta escoada teve inicio em um local mais suscetível da vertente.

Esta afirmação baseia-se no fato de a cicatriz de deslizamento posicionar-se no local de espessura máxima do manto de alteração na vertente;

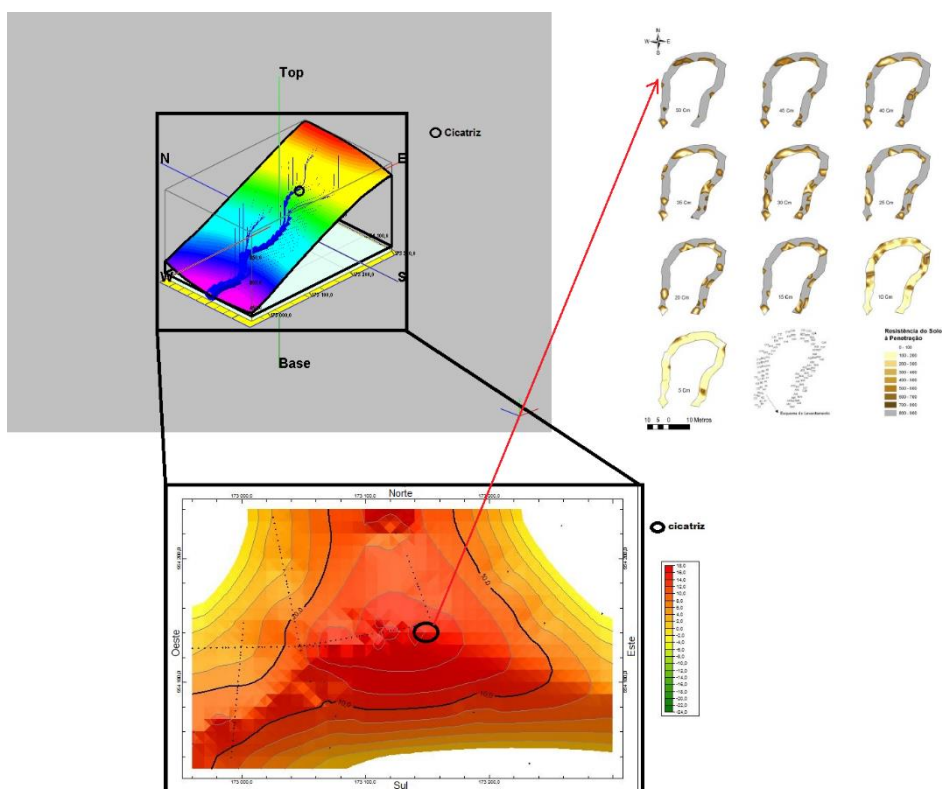


FIGURA 45- ANÁLISE MULTIESCALA DO MOVIMENTO OCORRIDO NA VERTENTE DE FRADES.

Devido à sua elevada espessura e como era espectável o ‘Tronco’ principal dos caminhos preferenciais de escoamento superficial e subsuperficial situa-se sob a localização da cicatriz;

E a Resistência à Penetração aumenta do interior para o exterior da cicatriz, o que só por si demonstra a maior fragilidade daquele local.

Desde logo é notório a fragilidade que o local da cicatriz apresenta quando analisado a macro- escala, aí surgiu a necessidade de analisar o que se passava a uma escala maior. Para isso fiz uma análise conjunta da Curvatura e área de contribuição à escala da Bacia Hidrológica. (fig. 46)

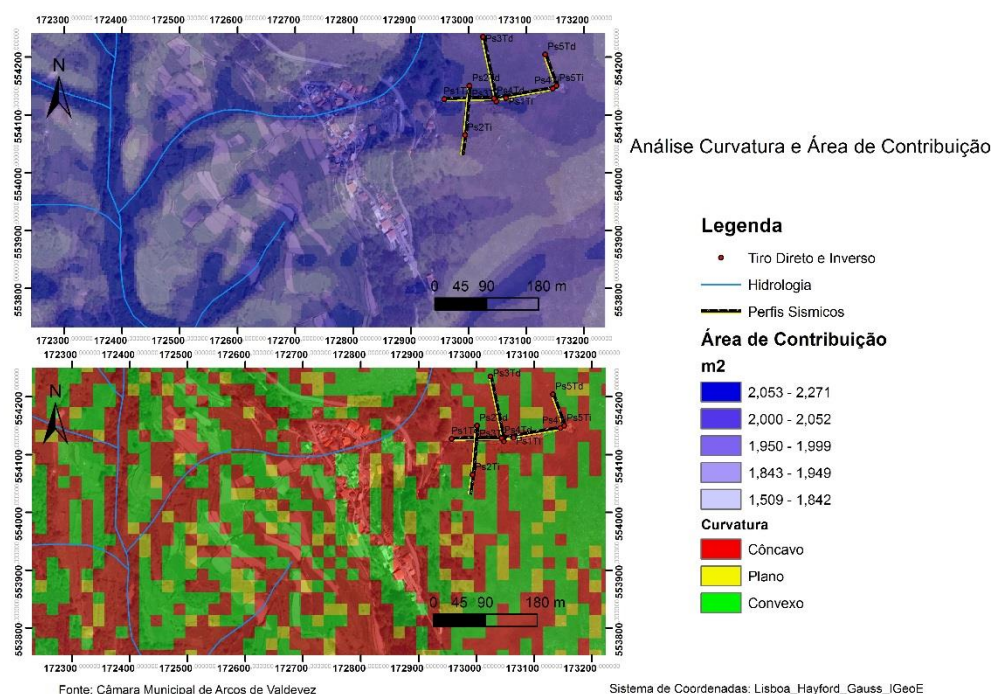


FIGURA 46- ANÁLISE CONJUNTA DA CURVATURA E ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO- FRADES.

Como é visível na figura 46, frades localiza-se em uma área côncava da vertente e possui uma área de contribuição superior a 2,05 m² Ps1 e 2,0 m² a 2,05m² nos restantes.

Comparando estes valores, aos obtidos pelo mestre Manuel Teixeira em 2012 podemos afirmar quanto à área de contribuição:

O valor de 2,05 m² enquadra-se na classe onde se verificam os maiores valores de potencial de deslizamento.

“A classe 2,04 m² apresenta a maior frequência de área de contribuição (...) a concentração de cicatrizes (...) nas classes 2,04 m² e 2,66 m² (...) são as mais afetadas por cicatrizes. É também naquelas duas classes que se verificam os maiores valores de potencial de deslizamento (...).” (Teixeira 2012) Estes valores verificaram-se na Bacia do Tibo conselho de Arcos de Valdevez.

Quanto à curvatura, as áreas côncavas apresentam maiores instabilidades (DIETRICH e MONTGOMERY 1998), uma vez que estes são locais onde a humidade se concentra devido à ação convergente do fluxo subsuperficial, provocando uma saturação mais rápida dos materiais. Assim com precipitações menores poder-se-á alcançar o estado de saturação. São ainda locais preferenciais de acumulação de materiais coluvionares, o que por sua vez facilita a entrada de água e o aumento da pressão intersticial dos poros, promovendo a instabilidade.

Culminando na análise do potencial de deslizamento levada a cabo pelo Mestre Manuel Teixeira as vertentes côncavas apresentam 25,4% do total de potencial de deslizamento, enquanto as vertentes convexas apresentam 21,2% deste mesmo total. Com um maior potencial de deslizamento nas vertentes côncavas, o Mestre Teixeira concluiu:

“Isto evidencia a importância dos fluxos subsuperficiais paralelos à vertente, que pela ação da gravidade exercem muita pressão, através de forças tangenciais sobre os materiais menos coesos assentes sobre a rocha-mãe levando à sua rotura.” (Teixeira 2012)

Todas as escalas de análise demonstram a suscetibilidade a Movimentos de Vertente, da vertente Frades, concluindo que à macro escala a cicatriz do fluxo de 7/12/2000 se localiza no local de maior suscetibilidade da vertente onde se insere.

7-ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Quanto maior for a intensidade e a quantidade de precipitação do episódio, maior é a velocidade de corrente do escoamento, quer este seja superficial ou subsuperficial. A sequência de precipitações acumuladas sobrepassava os 1200mm, com a agravante que se registou o segundo valor máximo anual diário da série de 41 anos do Extremo com 170mm, dos quais 140mm se concentraram em 5 horas.

A progressiva saturação dos materiais durante o episódio chuvoso que precedeu o movimento teve uma importância fulcral para a ocorrência do mesmo agravado pela forma côncava da área da vertente, uma vez que vertentes côncavas saturam com valores menores de pluviosidade.

A localização da cicatriz de iniciação do movimento demonstra a importância de o efeito barragem que os materiais argilizados da caixa de falha e a sua influencia na iniciação do escorregamento.

O manto de alteração atinge profundidades máximas em volta do local onde se iniciou o movimento. Profundidades essas potencializadas pelo acréscimo de meteorização química e mecânica a que este setor da vertente esteve sujeito ao longo de milhares de anos devido há existência da supra referidas falhas, que exercem um efeito de bloqueio, testemunhado pelo conjunto de nascentes alinhadas ao longo da falha e na vertente.

A similaridade do escoamento superficial com o escoamento subsuperficial é evidente, apesar do escoamento subsuperficial se deslocar numa fase final para a direita uma vez que este encontra um obstáculo que o obriga a contorná-lo. Obstáculo esse comprovado pela prospeção sísmica e validado pelas observações de campo. Nomeadamente a existência de uma “nascente” observada no local e recolhida em foto. (fig. 47)

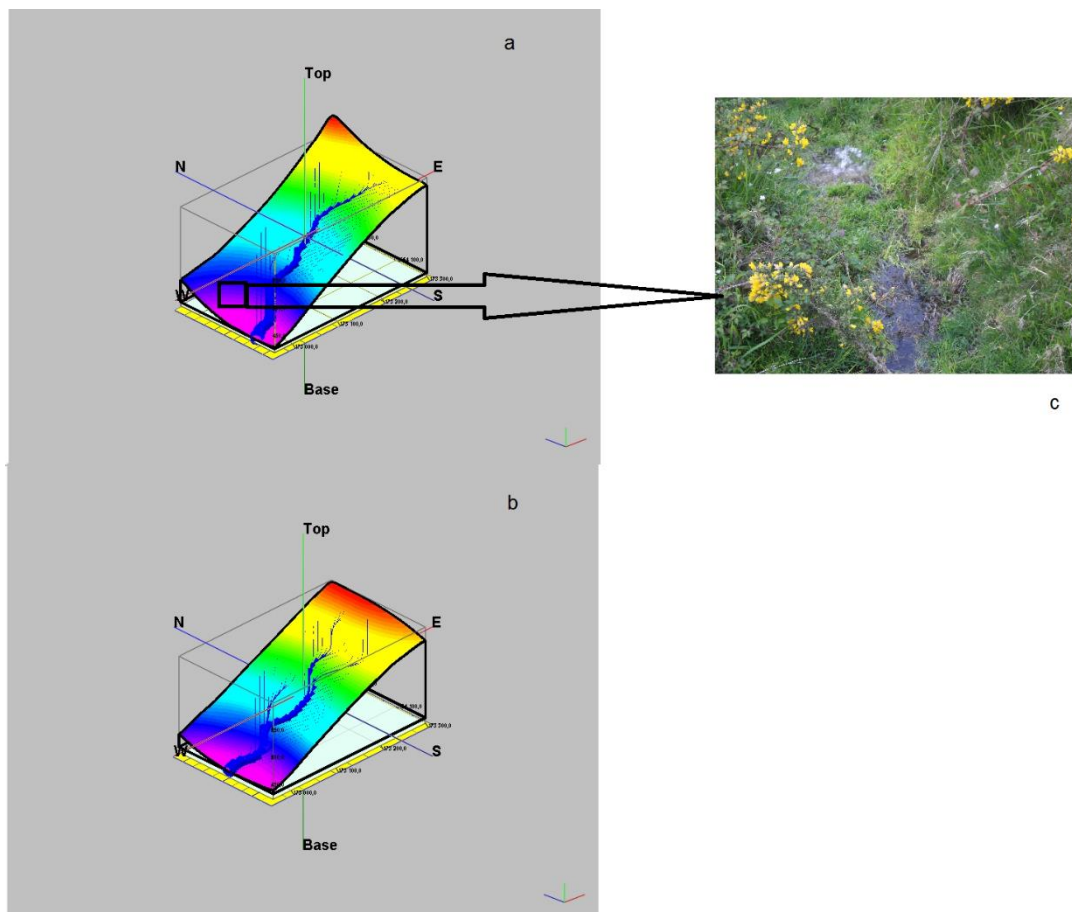


FIGURA 47- A) CAMINHOS PREFERÊNCIAIS DE ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL. B) REDE DE DRENAGEM SUPERFICIAL. C) NASCENTE RESULTANTE DO OBSTÁCULO COMPROVADO PELA ANÁLISE COMPARATIVA ENTRE A E B.

Para finalizar a análise Multi-Escala permite-nos concluir, que qualquer que seja a escala de análise a vertente de Frades apresenta uma elevada suscetibilidade a movimentos de vertente do tipo escoada de detritos.

A pluviosidade registada no quadrante NW de Portuga Continental é superior à registada no quadrante NE. O que em si representa um maior potencial de deslizamento na região NW uma vez que a pluviosidade é o principal fator desencadeador de movimentos de vertente na região Norte de Portugal.

O declive acentuado (entre 33° a 35°) da área da vertente onde se situa a cicatriz é propício para a ocorrência de movimentos de vertente do tipo fluxo de detritos.

As formações superficiais espessas atingem profundidades máximas no local da cicatriz com um aumento da resistência á penetração do interior para o exterior da mesma. O que indica a vulnerabilidade do local onde se iniciou o movimento.

Outros aspetos que confirmam a vulnerabilidade da vertente a deslizamentos são: a hidrologia das vertentes convergirem no fato de a vertente ser côncava, com uma área de contribuição entre 2,00 m² a 2,27 m² o que representa um maior potencial de deslizamento com a agravante do canal principal do percurso de escoamento da vertente passar na localização da cicatriz.

Ou seja no local onde se situa a cicatriz, desta vertente específica, verificam-se as condições propícias para a ocorrência de movimentos de vertente. Estas condições encontram-se relatadas nas conclusões de diferentes autores entre os quais a (Soares 2008), (S. S. Pereira 2009), (Teixeira 2012).

8-CONCLUSÃO

O principal objetivo deste trabalho era avaliar e analisar os caminhos preferenciais de escoamento subsuperficial e compara-los com a rede de drenagem superficial, comparar o paralelismo entre eles. Para tal recorreu-se à prospeção geofísica e do método sísmico de refração, para que fosse possível criar modelos matemáticos de base física com valores fiáveis de parâmetros físicos como a espessura. Os modelos foram criados com o auxílio do programa RockWorks 15 e segundo o algoritmo trend-polynomial 3rd order. Pode dizer-se que quer a elevada qualidade dos dados utilizados quer os resultados obtidos são muito satisfatórios.

Este trabalho vem reforçar a importância dos caminhos preferenciais de escoamento na análise de Fluxos de Detritos. A similaridade entre a rede de drenagem superficial e os caminhos preferenciais de escoamento subsuperficiais é notória. No entanto, verifica-se que o percurso do fluxo parece ser mais condicionado pelo caminho de escoamento subsuperficial (fig. 43) do que propriamente pela rede superficial de drenagem (fig. 44), cujo traçado está ligeiramente desviado para N.

A elevada interdisciplinaridade empregue neste trabalho é em si uma grande mais-valia, como se veio a demonstrar nos resultados obtidos. A aplicação de técnicas geológicas para a determinação de parâmetros físicos vêm dar um contributo importante na análise de movimentos de vertente. Elevando a qualidade da investigação científica realizada em Portugal e colocando-a num patamar cimeirista a nível mundial com a mesma qualidade que a levada a cabo em países como EUA, França, Alemanha, Suíça.

Para trabalho futuro, há a necessidade de implementar esta metodologia a outro tipo de movimentos de vertente, de forma a avaliar ainda mais a importância dos caminhos de escoamento hidrológico como fator desencadeador de movimentos de vertente. Por outro lado seria importante aplicar esta mesma metodologia em outros contextos litológicos e hidroclimáticos. Sem nunca perder de vista as vantagens multidisciplinares aplicadas neste trabalho, onde a capacidade de determinação de parâmetros físicos intrínseca aos métodos da prospeção geofísica, revela-se fundamental para a análise dos movimentos de vertente já há muito estudados por parte da geografia física.

BIBLIOGRAFIA

- (Cartographer)., SPG. *Carta Geologica de Arcos de Valdevez, na escala 1/50000*. 1988.
- Alexander, D. *Natural Disaster*. London: University College Library Press, 1993.
- Atkinson, G. D.,. *Forecasters' Guide to Tropical Meteorology*. Tech. Report 240., Air Weather Service , 1971.
- Barra, A. *Cartografia de susceptibilidade de vertentes. Aplicação ao concelho de Viana do Castelo*. In Soares (2008). Porto: Faculdade de Letras da Universidade do Porto, 2003.
- Bateira, C., e J. Abreu. *Problemas da cartografia de riscos naturais*. In Soares 2008. Coimbra: Territorium, 2003.
- Bateira, C., L. Martins, M. Santos, e S. Pereira. *Cartografia da Susceptibilidade a Movimentos de Vertente na Região Demarcada Do Douro*. Porto: Universidade Lusófona, 2011.
- Bateira, C., L. Martins, S. Pereira, e M. Santos. “Movimentos de Vertente à escala municipal: identificação, classificação e representação cartográfica.” *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*. Braga: APGEOM, 2009. 149-154.
- Beven, K. J., e M. J. Kirkby. *A Physically based variable contributing area model of basin hydrology*. In Teixeira (2012). Porto: Faculdade de Letras da Universidade do Porto, 1979.
- Bryant, E. A. *Natural Hazards*. Cambridge: Cambridge University Press, 1991.
- Calvello, Michele. *Landslide risk mini-course: Landslide classification systems*. Rio de Janeiro : Universidade Federal de Rio de Janeiro, 2013.
- CARCEDO, AYALA. *Manual de Ingenieria de taludes*. In Zêzere (2000). Madrid: I.T.G.E., 1991.

- Cardarelli, E., Bernabini, M. & Nardis, R. "Some consideration in travel time tomography in shallow seismic survey." *61st Mtg. Eur. Assoc. Expl. Geophys.* European Association of Geophysical Exploration,, 1995. Session: D 004.
- CARSON, M.A., e M.J. KIRKBY. *Hillslope Form and Processes. In Zêzere (2010) A Classificação Dos Movimentos de Vertente: Tipologia, Actividade e Morfologia.* Lisboa: Centro de Estudos Geográficos, 1975.
- Coates, D.R. "Landslide perspectives. in: Landslides (D. R. Coates, Ed.)." Geological Society of America, 1977. 3-28.
- Coch, K. *Geohazards: natural and human.* New Jersey: Prentice Hall Inc, 1995.
- Corominas, J., et al. "Debris flow. in Msilimba (2007)." *International Association of Geomorphologists.* 1996. 65-180.
- Crozier, M. J. *Field Assessment of Slope Instability in D Brunsden and D Prior (eds), Slope Instability.* New York: John Wiley and Sons, 1984.
- CROZIER, M. J., e T. GLADE. "Landslide Hazard and Risk: Issues, Concepts and Approach." Em *Landslide Hazard and Risk*, de M T. A. GLADE e M. J (Ed.) CROZIER, 802. Chichester: John Wiley & Sons Ltd, 2004.
- CRUDEN, D. "A Simple Definition of a Landslide." *Bulletin of the international Association of Engineering Geology nr 43*, 1991: 27-29.
- Cruden, D. M., e D. J. Varnes. "Landslide types and processes. ." *Landslides: Investigation and Mitigation, Special Report 247.* Washington: Transportation Research Board, 1996. 36-75.
- DIETRICH, W., e D. MONTGOMERY. *SHALSTAB: A digital terrain model for mapping shallow landslide potencial.* Technical Report, 26p., National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement, 1998.
- Erskine, C.F. "Landslides in the vicinity of the Fort Randall reservoir." *Survey Professional Paper vol. 675.* S. Dakota: U. S. Geological, 1973. 64.

- Farias, P., et al. “Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafia y estructura de Galicia Central.” *IX Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*. Porto: Mem. Mus. Labor. miner, geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto, 1987. 411-431.
- Ferreira, N., M. Iglésias, F. Noronha, EE. Pereira, A. Ribeiro, e M.L. Ribeiro. “Granitoides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico.” Em *Geologia de los Granitoides y Rocas Asociadas de Macizo Hesperico*, de A. Carneiro, J. Gonzalo, M. Lopez Plaza M. Rodriguez Alonso F. Bea, 37-51. Madrid: Rueda, 1987.
- Finlayson, B., e I. Statham. *Hillslope Analysis*. London: Butterworths, 1980.
- Gomes, A. *Evolução Geomorfológica da Plataforma Litoral entre Espinho e Águeda*. Tese de Doutoramento,, Porto: Faculdade de Letras da Universidade do Porto., 2008.
- Hansen, M.J. *Strategies for classification of landslides. in Rebekah Gereldene Singh 2009*. Johannesburg: Faculty of Science, University of the Witwatersrand, 1984.
- Heincke, B., H. R. Maurer, A. G. Green, H. Horstmeyer, H. Willenberg, e T. Spillman. “Shallow 2 D and 3 D Seismic Tomography on an Unstable Mountain Slope.” *Near Surface*, 4-6 de September de 2006: P011.
- Inc., Caterpillar. *Manual de Produção*. 1988.
- Julivert, M., J.M. Fontboté, A. Ribeiro, e L. Conde. *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1: 1.000.000*. Memoria Explicativa, Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, 1974.
- Ladd, G.E. “Landslides, subsidences and rockfalls.” *Bulletin of the American Railway Engineering Association*. 1935. 1091-1162.
- Lotze, Z. “Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta.” *Forsch: Geotekt.*, 1945. 78 – 92.
- Msilimba, Golden Gadinala Ashan Chizimba. *A Comparative Study of Landslides and Geohazard Mitigation in Northern and Central Malawi*. Tese de Doutoramento, University of the Free State: Faculty of Agricultural and Natural Sciences, 2007.

- Noronha, F., J.M.F. Ramos, A. Ribeiro, e M.L. Ribeiro. “Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire.” Porto: Bol. Soc. geol., 1979. 227-237.
- Oliveira, J.T., Pereira E., Ramalho M., Antunes M.T., e Monteiro J.H. (coord). *Carta Geológica de Portugal na escala 1/500 000 (5ª Ed)*. Lisboa.: Serviços Geológicos de Portugal., 1992.
- PASUTO, A., e M. SOLDATI. *Rock spreading. In DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.-L. In Zêzere (2000) A CLASSIFICAÇÃO DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE: . LISBOA -: CENTRO DE ESTUDOS GEOGRÁFICOS*, 1996.
- Pereira, S., C. Bateira, C. Hermenegildo, e A. Seixas. “Análise comparativa dos processos de escoamento desenvolvidos em terraços agrícolas de áreas com granitóides e metassedimentos.” *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*. Lisboa: APGeom, 2007. 121-132.
- Pereira, Susana Silva. *Perigosidade a Movimentos de Vertente na Região Norte de Portugal*. Tese de Doutoramento, Porto: Faculdade de Letras da Universidade do Porto, 2009.
- Pinho, António Bastos de. *Caracterização Geotécnica de Maciços Rochosos de Baixa Resistência*. Tese de Doutoramento, Évora: Universidade de Évora , 2003.
- Popov, I. V. “A scheme for the natural classification of landslides.” Doklady USSR: Academy of Sciences, 1946. 157-159.
- Ramos, V. M., R. F. Guimarães, A. L. Redivo, O. A. Carvalho Júnior, N. F. Fernandes, e R. A. T. Gomes. “Avaliação de Metodologias de Determinação do Cálculo de Áreas de Contribuição.” *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 2003: 41-49.
- Reynolds, S.H. “Landslips.” *Proceedings of the Bristol Naturalist's Society*, vol. 7. Bristol: Naturalist's Society, 1932. 352-357.
- Ribeiro, A., J. Cabral, R. Batista, e L. Matias. “Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia.” *Tectonics* 15 pp. 1996. 641-659.

- Romana, M. *A Geomechanical Classification for Slopes. In ALMEIDA-TEIXEIRA M.E.; FANTECHI, R.; OLIVEIRA, R.; GOMES COELHO, A. In Zêzere, J. L. (2000). Lisboa : Centro de Estudos Geográficos, 1991.*
- Seisa, H. H. “A generalized first arrival travelttime curve for shallow refraction seismic interpretation.” *61st Mtg. Eur. Assoc. Expl. Geophys.* European Association of Geophysical Exploration, 1995. Extended Abstracts.
- Sharpe, C.F.S. “Landslides and Related Phenomena.” *Columbia University Press, New York, 1938: 137.*
- Skempton, A.W., e J.N. Hutchinson. “Stability of natural slopes and embankment.” *Proceedings of the 7th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering.* Mexico City: State of the Art, 1969. 291-340.
- Soares, Laura. “A Importância das Formações Superficiais no Ambito dos Processos de Erosão Hidrica e Movimentos de Vertente no NW de Portugal.” *A Importância das Formações Superficiais no Ambito dos Processos de Erosão Hidrica e Movimentos de Vertente no NW de Portugal.* Porto, Porto: Faculdade de Letras da Universidade do Porto, 2008.
- Takahashi, T. *Debris Flow. In Msilimba (2007).* Rotterdam: A.A. Balkema, 1991.
- Teixeira, Manuel. *Avaliação da Suscetibilidade à Ocorrência de Deslizamentos Translacionais Superficiais. Utilização de Modelos Matemáticos de Base Física na Bacia de Tibo, Arcos de Valdevez.* Porto: Faculdade de Letras da Universidade do Porto, 2012.
- Travelleti, J., J.-P. Malet, C. Hibert, e G. Grandjean. “Integration of geomorphological, geophysical and geotechnical data to define the 3 D morpho-structure of the La Valette mudslide, Ubaye Valley, French Alps.” *Mountain Riscks: from prediction to management and governance.* França: European Comission under the Marie Curie Contract, s.d. 203-207.
- Varnes, D. J. “Slope movement: types and processes.” *Landslides: Analysis and Control, Report 176.* Washington: Transportation Research Board., 1978. 11-33.

- Vera, J. A. *Geología de España*. Salamanca: Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España., 2004.
- WP-WLI. *Multilingual Landslide Glossary*. Canada: BiTech Publishers Ltd., 1993.
- Zaruba, Q., e V. Mencl. “Landslides and their Control.” Prague: Academia & Elsevier, 1969. 205.
- Zêzere, J.L. *A Classificação Dos Movimentos De Vertente: Tipologia, Actividade e Morfologia*. Lisboa: Centro De Estudos Geográficos, 2000.
- Zhang, J., U. S. ten Brink, e M. N. Toksöz. “Nonlinear refraction and reflection travel time tomography.” *Journal of Geophysical Research* (J. Geophys. Res), 1998: 29743–29757.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1- Enquadramento geral da área de estudo- Frades.	12
Figura 2-Unidades Geotectónicas Fundamentais de Portugal Continental. Extraído de Oliveira et al. 1992.	14
Figura 3- Enquadramento Geológico da Área de Estudo- Frades, Arcos de Valdevez.	16
Figura 4- Litologia e estrutura, contributo para a estabilidade de vertentes (Coch 1995).	21
Figura 5- Poro Pressão (tensão superficial) (Coch 1995)Modificada.	24
Figura 6- Diagrama de ângulo de Repouso de uma pilha de areia. (Coch 1995)Modificado.	25
Figura 7- Grau de Compactação das particulas (Coch 1995) Modificado.	25
Figura 8- Exemplo de actividade antropica como causa/ factor de Deslizamentos de Vertente (Coch 1995).	26
Figura 9- esquema representativo de Quedas e Desabamentos Fonte: http://www.geonet.org.nz in (Calvello 2013) Modificado.	29
Figura 10- Esquemas representativos de Desabamentos Fonte: http://www.geonet.org.nz in (Calvello 2013) Modificado.	30

Figura 11- Esquema Representativo de Escoadas Fonte: http://www.geonet.org.nz in (Calvello 2013) Modificado.	31
Figura 12- Esquema Representativo de Balançamentos Fonte: http://www.geonet.org.nz in (Calvello 2013) Modificado.	31
Figura 13- Esquema Representativo de Expansões Laterais Fonte: http://www.geonet.org.nz in (Calvello 2013) Modificado.	32
Figura 14- Enquadramento topográfico da área de Frades (extraído de Soares 2008)...	34
Figura 15- Mapa de declives da area de frades (Extraído Soares 2008)	35
Figura 16- Unidade Morfológicas da Paisagem da área de Frades.	35
Figura 17- Mapa de Curvatura das vertentes. Secção da Bacia hidrografica do Vez.....	37
Figura 18- Mapa da Área de Contribuição. Secção da Bacia hidrografica do Vez.....	39
Figura 19- Escoda de Detritos de Frades, variações no tipo de Litologia e Formações superficiais (Extraído de Soares 2008).	41
Figura 20- Esboço esquemático da área principal da cicatriz (extraído Soares 2008)... ..	41
Figura 21- Localização dos pontos de coleta das amostras (Extraído de Soares 2008). ..	46
Figura 22- Classificação textural das amostras de Frades, de acordo com o diagrama de Folk 1954 (extraído de Soares 2008).	48
Figura 23- Variação dos valores de resistência na área principal da cicatriz (extraído de Soares 2008).	50
Figura 24- Exemplos de pontos de amostragem onde se verificaram valores nulos de resistencia em profundidades intermédias (Extraído de Soares 2008).	52
Figura 25- Parâmetros relacionados com a condutividade hidráulica (extraído de Soares 2008).	53
Figura 26 material geofísico usado na campanha de frades.	55
Figura 27- Exemplos da montagem do material de aquisição dos dados sísmicos.	55
Figura 28- Esquema de aquisição de dados, equipamentos montados no campo. (Inc. 1988).	56
Figura 29- localização dos perfis sísmicos previamente delineada.	58
Figura 30- Localização absoluta dos perfis sísmicos realizados.	58
Figura 31- Modelo Velocidade do Ps1. Normalização da velocidade em escala cromática entre 300 a 2500 m/s.	64
Figura 32- Modelo Velocidade do Ps2. Normalização da velocidade em escala cromática entre 300 a 2500 m/s.	65

Figura 33- Modelo Velocidade do Ps3. Normalização da velocidade em escala cromática entre 300 a 2500 m/s.....	66
Figura 34- Modelo Velocidade do Ps4. Normalização da velocidade em escala cromática entre 300 a 2500 m/s.....	67
Figura 35- Modelo Velocidade do Ps5. Normalização da velocidade em escala cromática entre 300 a 2500 m/s.....	68
Figura 36-representação 2D em plano das espessuras do manto de alteração obtidas através do método sísmico de refração.....	69
Figura 37- representação 3D das espessuras do manto de alteração obtidas através do método sísmico de refração.	70
Figura 38 a, b, c, d, e, f. Explicação passo a passo para a criação dos Modelos apresentados.....	71
Figura 39- Modelo topografico 2D da vertente de Frades.....	77
Figura 40- Modelo Topografico 3D da vertente de Frades.	78
Figura 41- Modelo 2D do limite 800m/s da vertente de Frades.....	79
Figura 42- Modelo 3D do limite 800m/s da vertente de Frades.....	79
Figura 43- Modelo 3D. caminhos preferenciais de escoamento subsuperficial.....	80
Figura 44- Modelo 3D. Rede de Drenagem superficial.....	82
Figura 45- Análise multiescala do movimento ocorrido na vertente de Frades.	83
Figura 46- Análise Conjunta da Curvatura e Área de Contribuição- Frades.....	84
Figura 47- a) Caminhos preferênciais de escoamento Subsuperficial. B) Rede de Drenagem Superficial. C) Nascente Resultante do Obstáculo Comprovado pela Análise Comparativa entre A e B.	87

ÍNDICE DE GRÁFICOS

Gráfico 1- Sequência de dias com precipitação consecutiva e respectivos intervalos secos (Extraído de Soares 2008).	44
Gráfico 2-Valores de precipitação diária e acumulada desde Setembro a 7 de Dezembro de 2000 (Extraído de Soares 2008).....	45
Gráfico 3-distribuição granulométrica das frações correspondentes à argila, silte, areia e materiais de dimensão superior a 2mm (Extraído de Soares 2008).	47
Gráfico 4- variação dos valores médios da resistência dos materiais (Extraído de Soares 2008).....	49
Gráfico 5- Grafico dispersão tempo / distância e consequente velocidade de propagação das ondas sísmicas no perfil sísmico 1.	59
Gráfico 6- Grafico dispersão tempo / distância e consequente velocidade de propagação das ondas sísmicas no perfil sísmico 2.	60
Gráfico 7- Grafico dispersão tempo / distância e consequente velocidade de propagação das ondas sísmicas no perfil sísmico 3.	61
Gráfico 8- Grafico dispersão tempo / distância e consequente velocidade de propagação das ondas sísmicas no perfil sísmico 4.	61
Gráfico 9- Grafico dispersão tempo / distância e consequente velocidade de propagação das ondas sísmicas no perfil sísmico 5.	62

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

Fotografia 1- fluxo de água ao longo do canal de transporte em setores distintos nos dias subsequentes à escoada de detritos (EXTRAIDO de Soares 2008).	42
Fotografia 2- Afloramento granítico que condicionou a escoada de detritos (EXTRAIDO de Soares 2008).....	43
Fotografia 3- Morfologia do canal e Rede de Fraturação associada à presença de falhas (EXTRAIDO de Soares 2008).....	43

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1- Granitoides que Afloram na Folha 1-D Arcos de Valdevez. Extraído de Soares 2008.	15
Tabela 2- Impato causado por Movimentos de Vertente (internacional)	19
Tabela 3-Classificação de Movimentos de Massa Segundo a característica do material e a velocidade (Coch 1995) Modificada.....	28
Tabela 4- Granulometria das amostras relativas a diferentes setores do Movimento de Frades (Extraído de Soares 2008).....	47
Tabela 5- Parametros geofisicos de velocidade de propagação das ondas P para 3 camadas estratigráficas.	63

ANEXOS

ANEXO1

Ps1

	Distancia	Cotas	Tiro directo	Tiro Indirecto	Tiro intermedio1	Tiro Meio	Tiro Intermedio2
G1	2.5	421	8,250	74,500	36,500	46,500	67,500
G2	7.5	425	18,500	75,500	33,500	46,000	67,000
G3	12.5	427	22,500	75,000	30,000	42,500	66,500
G4	17.5	429	23,000	74,500	28,000	41,000	65,500
G5	22.5	431	29,000	74,000	22,000	40,000	64,500
G6	27.5	434	29,500	72,000	7,500	38,000	63,000
G7	32.5	436	28,000	70,500	7,500	38,500	61,500
G8	37.5	438	29,000	70,500	21,500	38,000	60,000
G9	42.5	442	31,000	68,500	24,500	36,500	59,000
G10	47.5	447	35,500	71,500	31,000	32,500	59,000
G11	52.5	449	41,500	73,000	37,500	21,500	58,500
G12	57.5	451	45,000	69,500	38,500	6,500	55,000
G13	62.5	454	50,250	68,000	42,500	6,000	53,500
G14	67.5	457	52,000	69,000	46,500	24,500	48,000
G15	72.5	458	55,000	65,000	50,500	33,500	44,000
G16	77.5	461	57,500	65,500	53,100	40,500	39,500
G17	82.5	465	59,500	64,500	56,000	45,000	22,000
G18	87.5	468	63,000	57,000	59,500	54,000	7,500
G19	92.5	469	68,250	50,000	64,200	58,000	7,500
G20	97.5	472	68,500	35,500	66,800	61,500	22,000
G21	102.5	474	71,500	19,000	68,200	65,500	37,500
G22	107.5	477	73,250	6,000	71,100	68,000	53,000
G23	112.5	480	74,250	9,000	72,300	69,500	57,500
G24	117.5	483	75,500	26,000	72,900	68,500	61,000

Ps2

	Distancia	Cotas	Tiro directo	Tiro Indirecto	Tiro intermedio1	Tiro Meio	Tiro Intermedio2
G1	2.5	447	6,500		41,500	67,000	83,500
G2	7.5	445	18,500		35,500	64,500	82,000
G3	12.5	444	28,500		33,500	65,000	82,500
G4	17.5	442	41,000		29,000	61,000	81,500
G5	22.5	440	43,000		17,500	58,500	80,000
G6	27.5	440	46,500		7,500	54,500	78,500
G7	32.5	440	50,000		7,500	53,500	78,000
G8	37.5	440	55,000		17,500	51,500	77,500
G9	42.5	441	57,500		28,500	42,500	77,000
G10	47.5	441	58,000		34,500	32,500	76,000
G11	52.5	441	64,000		41,500	21,500	75,500
G12	57.5	442	67,500		49,500	9,000	74,000
G13	62.5	442	73,500		53,500	8,500	72,500
G14	67.5	443	77,500		57,500	15,000	71,500
G15	72.5	443	79,500		57,500	27,000	63,000
G16	77.5	443	80,500		60,000	37,500	50,000
G17	82.5	443	83,000		66,500	49,500	41,000
G18	87.5	444	84,000		69,000	58,500	6,500
G19	92.5	444	86,000		72,000	68,500	5,000
G20	97.5	444	87,000		73,500	69,500	19,500
G21	102.5	444	88,500		78,500	74,000	28,000
G22	107.5	444	89,000		81,500	77,000	42,500
G23	112.5	444	91,000		84,500	78,500	54,000
G24	117.5	444	91,500		86,500	80,500	65,000

Ps3

	Distancia	Cotas	Tiro directo	Tiro Indirecto	Tiro intermedio1	Tiro Meio	Tiro Intermedio2
G1	2.5	475	9,250	91,500	40,000	56,000	81,500
G2	7.5	474	17,750	90,000	38,000	54,000	81,000
G3	12.5	473	24,500	90,000	37,000	53,000	79,000
G4	17.5	473	33,000	88,000	33,000	50,500	76,000
G5	22.5	473	38,000	86,000	23,500	46,000	75,000
G6	27.5	472	41,000	82,000	9,000	43,500	72,000
G7	32.5	471	42,500	78,000	7,000	41,000	68,000
G8	37.5	470	41,000	80,000	21,000	36,250	66,000
G9	42.5	470	47,000	76,000	28,000	33,500	62,000
G10	47.5	469	50,000	74,000	34,000	30,000	59,000
G11	52.5	469	50,000	72,500	31,000	24,000	58,000
G12	57.5	468	54,000	70,500	31,500	9,500	54,000
G13	62.5	467	58,000	74,000	39,000	10,250	54,000
G14	67.5	466	61,000	68,000	43,000	23,000	50,000
G15	72.5	466	66,000	69,000	45,500	29,500	49,000
G16	77.5	466	69,000	67,500	52,000	41,000	37,000
G17	82.5	467	72,000	66,500	53,000	42,250	21,500
G18	87.5	467	74,000	61,000	63,000	46,750	9,500
G19	92.5	467	79,000	60,000	67,000	50,750	10,000
G20	97.5	467	80,500	51,000	68,000	54,500	24,000
G21	102.5	467	84,500	49,000	69,000	58,750	35,000
G22	107.5	467	86,500	35,000	71,000	62,250	45,500
G23	112.5	467	88,500	21,500	73,000	66,500	50,500
G24	117.5	467	90,000	9,500	74,000	68,750	54,500

Ps4

	Distancia	Cotas	Tiro directo	Tiro Indirecto	Tiro intermedio1	Tiro Meio	Tiro Intermedio2
G1	2.5	466	8,750	143,000	60,000	75,000	104,000
G2	7.5	469	18,500	140,000	55,500	64,000	100,000
G3	12.5	471	34,250	137,500	45,000	57,750	98,000
G4	17.5	474	46,000	135,000	32,000	51,750	94,000
G5	22.5	477	61,000	129,500	22,000	46,000	90,000
G6	27.5	481	76,000	126,500	8,000	41,250	92,250
G7	32.5	485	81,250	124,500	8,000	33,500	79,500
G8	37.5	490	86,500	123,000	23,000	29,500	75,500
G9	42.5	494	87,750	115,500	31,000	26,500	67,000
G10	47.5	495	91,500	112,000	47,000	23,000	71,500
G11	52.5	500	93,750	109,500	54,500	17,500	70,500
G12	57.5	500	100,500	107,500	64,500	6,750	68,000
G13	62.5	502	105,500	99,000	68,500	6,250	57,750
G14	67.5	506	108,000	94,500	63,000	20,250	46,000
G15	72.5	508	115,000	91,500	71,000	27,000	38,000
G16	77.5	510	120,000	89,000	76,000	35,250	36,000
G17	82.5	512	124,000	86,500	83,000	41,000	24,000
G18	87.5	514	125,500	78,500	90,000	47,750	8,250
G19	92.5	516	131,000	76,000	90,000	51,500	6,750
G20	97.5	517	135,500	61,500	93,500	60,000	21,000
G21	102.5	520	134,500	47,000	98,000	64,750	35,000
G22	107.5	520	134,500	32,500	99,000	68,250	50,000
G23	112.5	521	140,000	17,500	102,000	73,500	64,000
G24	117.5	522	145,000	9,000	104,500	76,500	66,000

Ps5

	Distancia	Cotas	Tiro directo	Tiro Indirecto	Tiro Meio
G1	2.5	522	8,250	93,750	63,000
G2	7.5	522	22,500	93,250	57,250
G3	12.5	523	37,000	88,500	51,000
G4	17.5	523	54,000	84,500	38,250
G5	22.5	524	67,000	82,000	22,000
G6	27.5	524	72,000	75,000	8,000
G7	32.5	524	77,500	73,500	8,000
G8	37.5	525	80,500	64,500	23,000
G9	42.5	525	84,250	57,500	36,750
G10	47.5	525	89,250	35,250	51,750
G11	52.5	526	91,750	25,500	58,000
G12	57.5	526	93,750	8,000	62,250

ANEXO 2

Ob

OB1	OB2	Ob3	ob4	ob5
8,250	6,500	9,250	8,750	8,250
18,500	18,500	17,750	18,500	22,500
22,500	28,500	24,500	34,250	37,000
23,000	41,000	33,000	46,000	54,000
29,000	43,000	38,000	61,000	67,000
29,500	46,500	41,000	76,000	72,000
28,000	50,000	42,500	81,250	77,500
29,000	55,000	41,000	86,500	80,500
31,000	57,500	47,000	87,750	84,250
35,500	58,000	50,000	91,500	89,250
41,500	64,000	50,000	93,750	91,750
45,000	67,500	54,000	100,500	93,750
50,250	73,500	58,000	105,500	63,000
52,000	77,500	61,000	108,000	57,250
55,000	79,500	66,000	115,000	51,000
57,500	80,500	69,000	120,000	38,250
59,500	83,000	72,000	124,000	22,000
63,000	84,000	74,000	125,500	8,000
68,250	86,000	79,000	131,000	8,000
68,500	87,000	80,500	135,500	23,000
71,500	88,500	84,500	134,500	36,750
73,250	89,000	86,500	134,500	51,750
74,250	91,000	88,500	140,000	58,000

75,500	91,500	90,000	145,000	62,250
36,500	41,500	40,000	60,000	93,750
33,500	35,500	38,000	55,500	93,250
30,000	33,500	37,000	45,000	88,500
28,000	29,000	33,000	32,000	84,500
22,000	17,500	23,500	22,000	82,000
7,500	7,500	9,000	8,000	75,000
7,500	7,500	7,000	8,000	73,500
21,500	17,500	21,000	23,000	64,500
24,500	28,500	28,000	31,000	57,500
31,000	34,500	34,000	47,000	35,250
37,500	41,500	31,000	54,500	25,500
38,500	49,500	31,500	64,500	8,000
42,500	53,500	39,000	68,500	
46,500	57,500	43,000	63,000	
50,500	57,500	45,500	71,000	
53,100	60,000	52,000	76,000	
56,000	66,500	53,000	83,000	
59,500	69,000	63,000	90,000	
64,200	72,000	67,000	90,000	
66,800	73,500	68,000	93,500	
68,200	78,500	69,000	98,000	
71,100	81,500	71,000	99,000	
72,300	84,500	73,000	102,000	
72,900	86,500	74,000	104,500	
46,500	67,000	56,000	75,000	
46,000	64,500	54,000	64,000	
42,500	65,000	53,000	57,750	
41,000	61,000	50,500	51,750	
40,000	58,500	46,000	46,000	
38,000	54,500	43,500	41,250	
38,500	53,500	41,000	33,500	
38,000	51,500	36,250	29,500	
36,500	42,500	33,500	26,500	
32,500	32,500	30,000	23,000	
21,500	21,500	24,000	17,500	
6,500	9,000	9,500	6,750	
6,000	8,500	10,250	6,250	
24,500	15,000	23,000	20,250	
33,500	27,000	29,500	27,000	
40,500	37,500	41,000	35,250	
45,000	49,500	42,250	41,000	
54,000	58,500	46,750	47,750	
58,000	68,500	50,750	51,500	
61,500	69,500	54,500	60,000	
65,500	74,000	58,750	64,750	

68,000	77,000	62,250	68,250
69,500	78,500	66,500	73,500
68,500	80,500	68,750	76,500
67,500	83,500	81,500	104,000
67,000	82,000	81,000	100,000
66,500	82,500	79,000	98,000
65,500	81,500	76,000	94,000
64,500	80,000	75,000	90,000
63,000	78,500	72,000	92,250
61,500	78,000	68,000	79,500
60,000	77,500	66,000	75,500
59,000	77,000	62,000	67,000
59,000	76,000	59,000	71,500
58,500	75,500	58,000	70,500
55,000	74,000	54,000	68,000
53,500	72,500	54,000	57,750
48,000	71,500	50,000	46,000
44,000	63,000	49,000	38,000
39,500	50,000	37,000	36,000
22,000	41,000	21,500	24,000
7,500	6,500	9,500	8,250
7,500	5,000	10,000	6,750
22,000	19,500	24,000	21,000
37,500	28,000	35,000	35,000
53,000	42,500	45,500	50,000
57,500	54,000	50,500	64,000
61,000	65,000	54,500	66,000
74,500		91,500	143,000
75,500		90,000	140,000
75,000		90,000	137,500
74,500		88,000	135,000
74,000		86,000	129,500
72,000		82,000	126,500
70,500		78,000	124,500
70,500		80,000	123,000
68,500		76,000	115,500
71,500		74,000	112,000
73,000		72,500	109,500
69,500		70,500	107,500
68,000		74,000	99,000
69,000		68,000	94,500
65,000		69,000	91,500
65,500		67,500	89,000
64,500		66,500	86,500
57,000		61,000	78,500
50,000		60,000	76,000

35,500	51,000	61,500
19,000	49,000	47,000
6,000	35,000	32,500
9,000	21,500	17,500
26,000	9,500	9,000

Rec

REC1	REC2		REC3		rec4		rec5		
2.5	421	2.5	447	2.5	475	2.5	466	2.5	522
7.5	425	7.5	445	7.5	474	7.5	469	7.5	522
12.5	427	12.5	444	12.5	473	12.5	471	12.5	523
17.5	429	17.5	442	17.5	473	17.5	474	17.5	523
22.5	431	22.5	440	22.5	473	22.5	477	22.5	524
27.5	434	27.5	440	27.5	472	27.5	481	27.5	524
32.5	436	32.5	440	32.5	471	32.5	485	32.5	524
37.5	438	37.5	440	37.5	470	37.5	490	37.5	525
42.5	442	42.5	441	42.5	470	42.5	494	42.5	525
47.5	447	47.5	441	47.5	469	47.5	495	47.5	525
52.5	449	52.5	441	52.5	469	52.5	500	52.5	526
57.5	451	57.5	442	57.5	468	57.5	500	57.5	526
62.5	454	62.5	442	62.5	467	62.5	502	2.5	522
67.5	457	67.5	443	67.5	466	67.5	506	7.5	522
72.5	458	72.5	443	72.5	466	72.5	508	12.5	523
77.5	461	77.5	443	77.5	466	77.5	510	17.5	523
82.5	465	82.5	443	82.5	467	82.5	512	22.5	524
87.5	468	87.5	444	87.5	467	87.5	514	27.5	524
92.5	469	92.5	444	92.5	467	92.5	516	32.5	524
97.5	472	97.5	444	97.5	467	97.5	517	37.5	525
102.5	474	102.5	444	102.5	467	102.5	520	42.5	525
107.5	477	107.5	444	107.5	467	107.5	520	47.5	525
112.5	480	112.5	444	112.5	467	112.5	521	52.5	526
117.5	483	117.5	444	117.5	467	117.5	522	57.5	526
2.5	421	2.5	447	2.5	475	2.5	466	2.5	522
7.5	425	7.5	445	7.5	474	7.5	469	7.5	522
12.5	427	12.5	444	12.5	473	12.5	471	12.5	523
17.5	429	17.5	442	17.5	473	17.5	474	17.5	523
22.5	431	22.5	440	22.5	473	22.5	477	22.5	524
27.5	434	27.5	440	27.5	472	27.5	481	27.5	524
32.5	436	32.5	440	32.5	471	32.5	485	32.5	524
37.5	438	37.5	440	37.5	470	37.5	490	37.5	525
42.5	442	42.5	441	42.5	470	42.5	494	42.5	525
47.5	447	47.5	441	47.5	469	47.5	495	47.5	525
52.5	449	52.5	441	52.5	469	52.5	500	52.5	526
57.5	451	57.5	442	57.5	468	57.5	500	57.5	526

62.5	454	62.5	442	62.5	467	62.5	502
67.5	457	67.5	443	67.5	466	67.5	506
72.5	458	72.5	443	72.5	466	72.5	508
77.5	461	77.5	443	77.5	466	77.5	510
82.5	465	82.5	443	82.5	467	82.5	512
87.5	468	87.5	444	87.5	467	87.5	514
92.5	469	92.5	444	92.5	467	92.5	516
97.5	472	97.5	444	97.5	467	97.5	517
102.5	474	102.5	444	102.5	467	102.5	520
107.5	477	107.5	444	107.5	467	107.5	520
112.5	480	112.5	444	112.5	467	112.5	521
117.5	483	117.5	444	117.5	467	117.5	522
2.5	421	2.5	447	2.5	475	2.5	466
7.5	425	7.5	445	7.5	474	7.5	469
12.5	427	12.5	444	12.5	473	12.5	471
17.5	429	17.5	442	17.5	473	17.5	474
22.5	431	22.5	440	22.5	473	22.5	477
27.5	434	27.5	440	27.5	472	27.5	481
32.5	436	32.5	440	32.5	471	32.5	485
37.5	438	37.5	440	37.5	470	37.5	490
42.5	442	42.5	441	42.5	470	42.5	494
47.5	447	47.5	441	47.5	469	47.5	495
52.5	449	52.5	441	52.5	469	52.5	500
57.5	451	57.5	442	57.5	468	57.5	500
62.5	454	62.5	442	62.5	467	62.5	502
67.5	457	67.5	443	67.5	466	67.5	506
72.5	458	72.5	443	72.5	466	72.5	508
77.5	461	77.5	443	77.5	466	77.5	510
82.5	465	82.5	443	82.5	467	82.5	512
87.5	468	87.5	444	87.5	467	87.5	514
92.5	469	92.5	444	92.5	467	92.5	516
97.5	472	97.5	444	97.5	467	97.5	517
102.5	474	102.5	444	102.5	467	102.5	520
107.5	477	107.5	444	107.5	467	107.5	520
112.5	480	112.5	444	112.5	467	112.5	521
117.5	483	117.5	444	117.5	467	117.5	522
2.5	421	2.5	447	2.5	475	2.5	466
7.5	425	7.5	445	7.5	474	7.5	469
12.5	427	12.5	444	12.5	473	12.5	471
17.5	429	17.5	442	17.5	473	17.5	474
22.5	431	22.5	440	22.5	473	22.5	477
27.5	434	27.5	440	27.5	472	27.5	481
32.5	436	32.5	440	32.5	471	32.5	485
37.5	438	37.5	440	37.5	470	37.5	490
42.5	442	42.5	441	42.5	470	42.5	494
47.5	447	47.5	441	47.5	469	47.5	495

52.5	449	52.5	441	52.5	469	52.5	500
57.5	451	57.5	442	57.5	468	57.5	500
62.5	454	62.5	442	62.5	467	62.5	502
67.5	457	67.5	443	67.5	466	67.5	506
72.5	458	72.5	443	72.5	466	72.5	508
77.5	461	77.5	443	77.5	466	77.5	510
82.5	465	82.5	443	82.5	467	82.5	512
87.5	468	87.5	444	87.5	467	87.5	514
92.5	469	92.5	444	92.5	467	92.5	516
97.5	472	97.5	444	97.5	467	97.5	517
102.5	474	102.5	444	102.5	467	102.5	520
107.5	477	107.5	444	107.5	467	107.5	520
112.5	480	112.5	444	112.5	467	112.5	521
117.5	483	117.5	444	117.5	467	117.5	522
2.5	421		2.5		475	2.5	466
7.5	425		7.5		474	7.5	469
12.5	427		12.5		473	12.5	471
17.5	429		17.5		473	17.5	474
22.5	431		22.5		473	22.5	477
27.5	434		27.5		472	27.5	481
32.5	436		32.5		471	32.5	485
37.5	438		37.5		470	37.5	490
42.5	442		42.5		470	42.5	494
47.5	447		47.5		469	47.5	495
52.5	449		52.5		469	52.5	500
57.5	451		57.5		468	57.5	500
62.5	454		62.5		467	62.5	502
67.5	457		67.5		466	67.5	506
72.5	458		72.5		466	72.5	508
77.5	461		77.5		466	77.5	510
82.5	465		82.5		467	82.5	512
87.5	468		87.5		467	87.5	514
92.5	469		92.5		467	92.5	516
97.5	472		97.5		467	97.5	517
102.5	474		102.5		467	102.5	520
107.5	477		107.5		467	107.5	520
112.5	480		112.5		467	112.5	521
117.5	483		117.5		467	117.5	522

Src

SRC1			SRC2			SRC3		
0	420		24	0	448	24	0	475
30	435		24	30	440	24	30	471.5
60	452.5		24	60	442	24	60	467.5
90	468.5		24	90	444	24	90	467
110	478.5		24				120	467
src4			src5					
0	464.5		24	0	522	12		
30	488.5		24	30	524	12		
60	504		24	60	526	12		
90	515		24					
120	522.5		24					

ANEXO 3

Ps1

	Geofones		Limite800 coordenadas			Espessura Coordenadas		
G1	2.5	421	172960,2	554127,5	418,1	172960,2	554127,5	2,9
G2	7.5	425	172965,1	554127,6	418,3	172965,1	554127,6	6,7
G3	12.5	427	172970	554127,7	419,9	172970	554127,7	7,1
G4	17.5	429	172974,9	554127,7	421,8	172974,9	554127,7	7,2
G5	22.5	431	172979,8	554127,8	423,6	172979,8	554127,8	7,4
G6	27.5	434	172984,6	554127,9	426,8	172984,6	554127,9	7,2
G7	32.5	436	172987,2	554127,9	430,7	172987,2	554127,9	4,3
G8	37.5	438	172989,4	554128	428,8	172989,4	554128	7,2
G9	42.5	442	172994,5	554128	432,5	172994,5	554128	5,5
G10	47.5	447	172999,3	554128,1	437	172999,3	554128,1	5
G11	52.5	449	173004,1	554128,2	441,3	173004,1	554128,2	5,7
G12	57.5	451	173009	554128,3	441,8	173009	554128,3	7,2
G13	62.5	454	173013,8	554128,3	445,7	173013,8	554128,3	5,3
G14	67.5	457	173016,4	554128,4	448,6	173016,4	554128,4	3,9
G15	72.5	458	173018,6	554128,4	446,2	173018,6	554128,4	7,8
G16	77.5	461	173023,7	554128,5	448,4	173023,7	554128,5	8,6
G17	82.5	465	173028,5	554128,6	448,6	173028,5	554128,6	9,4
G18	87.5	468	173033,3	554128,6	450,7	173033,3	554128,6	10,3
G19	92.5	469	173038,2	554128,7	453,7	173038,2	554128,7	11,3
G20	97.5	472	173043,2	554128,8	460	173043,2	554128,8	8
G21	102.5	474	173046	554128,8	459,1	173046	554128,8	9,4

G22	107.5	477	173047,8	554128,9	457,5	173047,8	554128,9	11,5
G23	112.5	480	173052,9	554128,9	457,8	173052,9	554128,9	14,2
G24	117.5	483	173057,7	554129	457,8	173057,7	554129	16,2
			173062,5	554129,1	459,4	173062,5	554129,1	17,6
			173067,6	554129,1	460,6	173067,6	554129,1	19,4
			173072,2	554129,2	467,1	173072,2	554129,2	15,9
								8,97037

Ps2

	Geofones		Limite800 coordenadas			Espessura Coordenadas			
G1	2.5	447	173001,4	554147,9	439,5	173001,4	554147,9		7,5
G2	7.5	445	173001	554143,2	438,2	173001	554143,2		6,8
G3	12.5	444	173000,5	554138,3	436,9	173000,5	554138,3		7,1
G4	17.5	442	173000,1	554133,7	435,3	173000,1	554133,7		6,7
G5	22.5	440	172999,7	554128,9	433,9	172999,7	554128,9		6,1
G6	27.5	440	172999,2	554124,1	433,6	172999,2	554124,1		6,4
G7	32.5	440	172999	554121,8	433,7	172999	554121,8		6,3
G8	37.5	440	172998,8	554119,5	433,7	172998,8	554119,5		6,3
G9	42.5	441	172998,4	554114,7	433,6	172998,4	554114,7		6,4
G10	47.5	441	172998	554110	433,3	172998	554110		7,7
G11	52.5	441	172997,5	554105,2	431,4	172997,5	554105,2		9,6
G12	57.5	442	172997,1	554100,5	431,5	172997,1	554100,5		9,5
G13	62.5	442	172996,7	554095,8	431,5	172996,7	554095,8		10,5
G14	67.5	443	172996,4	554093,4	431,4	172996,4	554093,4		10,6
G15	72.5	443	172996,2	554091	431,4	172996,2	554091		10,6
G16	77.5	443	172995,8	554086,4	431,5	172995,8	554086,4		11,5
G17	82.5	443	172995,4	554081,5	431,5	172995,4	554081,5		11,5
G18	87.5	444	172994,9	554076,8	429,1	172994,9	554076,8		13,9
G19	92.5	444	172994,5	554072,1	426,5	172994,5	554072,1		16,5
G20	97.5	444	172994,1	554067,3	426,6	172994,1	554067,3		17,4
G21	102.5	444	172993,8	554065	428,5	172993,8	554065		15,5
G22	107.5	444	172993,6	554062,7	431,3	172993,6	554062,7		12,7
G23	112.5	444	172993,2	554057,9	433,9	172993,2	554057,9		10,1
G24	117.5	444	172992,7	554053	433,9	172992,7	554053		10,1
			172992,3	554048,4	433,6	172992,3	554048,4		10,4
			172991,9	554043,7	435,2	172991,9	554043,7		8,8
			172991,5	554038,9	435,6	172991,5	554038,9		8,4
								9,811111	

Ps3

	Geofones		Limite800 coordenadas			Espessura Coordenadas		
G1	2.5	475	173025,4	554233,2	469,6	173025,4	554233,2	5,4
G2	7.5	474	173026,4	554228,4	469,3	173026,4	554228,4	4,7
G3	12.5	473	173027,4	554223,6	467,4	173027,4	554223,6	5,6
G4	17.5	473	173028,3	554219,2	466,9	173028,3	554219,2	6,1
G5	22.5	473	173029,3	554214,4	466,8	173029,3	554214,4	6,2
G6	27.5	472	173030,2	554209,8	466,5	173030,2	554209,8	5,5
G7	32.5	471	173030,7	554207,4	466	173030,7	554207,4	5,5
G8	37.5	470	173031,2	554205,1	466	173031,2	554205,1	5
G9	42.5	470	173032,2	554200,4	466,1	173032,2	554200,4	3,9
G10	47.5	469	173033,2	554195,7	464,7	173033,2	554195,7	5,3
G11	52.5	469	173034,2	554190,9	464,4	173034,2	554190,9	4,6
G12	57.5	468	173035,1	554186,4	464,1	173035,1	554186,4	4,9
G13	62.5	467	173036,1	554181,7	462,3	173036,1	554181,7	5,7
G14	67.5	466	173036,6	554179,4	460,6	173036,6	554179,4	6,9
G15	72.5	466	173037	554177,1	460,5	173037	554177,1	6,5
G16	77.5	466	173038	554172,4	460,5	173038	554172,4	5,5
G17	82.5	467	173039	554167,7	460,5	173039	554167,7	5,5
G18	87.5	467	173039,9	554163,1	458,8	173039,9	554163,1	7,2
G19	92.5	467	173040,9	554158,3	456,1	173040,9	554158,3	10,9
G20	97.5	467	173041,7	554154,6	455,2	173041,7	554154,6	11,8
G21	102.5	467	173042,4	554151,3	454,7	173042,4	554151,3	12,3
G22	107.5	467	173042,9	554149,1	455,2	173042,9	554149,1	11,8
G23	112.5	467	173043,9	554144,3	457	173043,9	554144,3	10
G24	117.5	467	173044,8	554139,7	458,5	173044,8	554139,7	8,5
			173045,8	554134,9	458,5	173045,8	554134,9	8,5
			173046,8	554130,2	458,7	173046,8	554130,2	8,3
			173047,7	554125,6	458,2	173047,7	554125,6	8,8
7,07037								

Ps4

	Geofones		Limite800 coordenadas			Espessura Coordenadas		
G1	2.5	466	173046,4	554129	461,5	173046,4	554129	4,5
G2	7.5	469	173050,6	554129,7	463,2	173050,6	554129,7	5,8
G3	12.5	471	173054,9	554130,5	459,9	173054,9	554130,5	11,1
G4	17.5	474	173059,1	554131,2	458,1	173059,1	554131,2	15,9
G5	22.5	477	173063,3	554131,9	455,9	173063,3	554131,9	21,1
G6	27.5	481	173067,5	554132,6	456,5	173067,5	554132,6	24,5
G7	32.5	485	173071,8	554133,4	454,1	173071,8	554133,4	30,9
G8	37.5	490	173076	554134,1	454,3	173076	554134,1	35,7
G9	42.5	494	173080,1	554134,8	473,5	173080,1	554134,8	20,5
G10	47.5	495	173084,6	554135,5	487,1	173084,6	554135,5	7,9

G11	52.5	500	173088,7	554136,2	487,7	173088,7	554136,2	12,3
G12	57.5	500	173092,9	554137	497,7	173092,9	554137	2,3
G13	62.5	502	173095,1	554137,3	501,4	173095,1	554137,3	2,6
G14	67.5	506	173097,1	554137,7	497,7	173097,1	554137,7	4,3
G15	72.5	508	173101,5	554138,4	478,5	173101,5	554138,4	27,5
G16	77.5	510	173105,6	554139,1	469,4	173105,6	554139,1	38,6
G17	82.5	512	173109,9	554139,9	472,5	173109,9	554139,9	37,5
G18	87.5	514	173114	554140,6	498,5	173114	554140,6	13,5
G19	92.5	516	173118,3	554141,3	508	173118,3	554141,3	6
G20	97.5	517	173120,5	554141,7	503,8	173120,5	554141,7	11,2
G21	102.5	520	173122,6	554142	502	173122,6	554142	14
G22	107.5	520	173126,9	554142,8	501,7	173126,9	554142,8	15,3
G23	112.5	521	173131	554143,5	499,5	173131	554143,5	20,5
G24	117.5	522	173135,3	554144,2	498,7	173135,3	554144,2	21,3
			173139,4	554144,9	498,9	173139,4	554144,9	22,1
			173143,8	554145,7	499,1	173143,8	554145,7	22,9
								16,65926

Ps5

	Geofones		Limite800 coordenadas			Espessura Coordenadas		
G1	2.5	522	173133,7	554202,1	509,4	173133,7	554202,1	12,6
G2	7.5	522	173135,3	554197,6	509,5	173135,3	554197,6	12,5
G3	12.5	523	173136,9	554193,1	509,7	173136,9	554193,1	13,3
G4	17.5	523	173138,6	554188,6	510,4	173138,6	554188,6	12,6
G5	22.5	524	173140,2	554184,1	510,6	173140,2	554184,1	13,4
G6	27.5	524	173141,9	554179,6	510,8	173141,9	554179,6	13,2
G7	32.5	524	173142,7	554177,3	510,6	173142,7	554177,3	13,4
G8	37.5	525	173143,5	554175,1	510,4	173143,5	554175,1	13,6
G9	42.5	525	173145,1	554170,6	513,4	173145,1	554170,6	11,6
G10	47.5	525	173146,8	554166	514	173146,8	554166	11
G11	52.5	526	173148,4	554161,5	513,9	173148,4	554161,5	11,1
G12	57.5	526	173150,1	554157	512,7	173150,1	554157	13,3
			173151,7	554152,5	511,4	173151,7	554152,5	14,6
								13,85

ANEXO 4

Geral							
X	Y	Ztopo	Z Lim. 800	Esp.	Prof.	Ps	
172965,0842	554127,599	421	418,1	2,9	-2,9	Ps1	
172970,0493	554127,6741	425	418,3	6,7	-6,7	Ps1	
172974,917	554127,7477	427	419,9	7,1	-7,1	Ps1	
172979,7848	554127,8214	429	421,8	7,2	-7,2	Ps1	
172984,5551	554127,8935	431	423,6	7,4	-7,4	Ps1	
172987,1837	554127,9333	434	426,8	7,2	-7,2	Ps1	
172989,4229	554127,9672	435	430,7	4,3	-4,3	Ps1	
172994,4853	554128,0437	436	428,8	7,2	-7,2	Ps1	
172999,2557	554128,1159	438	432,5	5,5	-5,5	Ps1	
173004,1234	554128,1895	442		437	5 -5,0	Ps1	
173008,9911	554128,2632	447	441,3	5,7	-5,7	Ps1	
173013,7615	554128,3353	449	441,8	7,2	-7,2	Ps1	
173016,3901	554128,3751	451	445,7	5,3	-5,3	Ps1	
173018,6292	554128,409	452,5	448,6	3,9	-3,9	Ps1	
173023,6917	554128,4856	454	446,2	7,8	-7,8	Ps1	
173028,462	554128,5577	457	448,4	8,6	-8,6	Ps1	
173033,3298	554128,6314	458	448,6	9,4	-9,4	Ps1	
173038,1975	554128,705	461	450,7	10,3	-10,3	Ps1	
173043,1626	554128,7801	465	453,7	11,3	-11,3	Ps1	
173045,9859	554128,8228	468		460	8 -8,0	Ps1	
173047,8356	554128,8508	468,5	459,1	9,4	-9,4	Ps1	
173052,898	554128,9274	469	457,5	11,5	-11,5	Ps1	
173057,6684	554128,9995	472	457,8	14,2	-14,2	Ps1	
173062,5361	554129,0732	474	457,8	16,2	-16,2	Ps1	
173067,5986	554129,1498	477	459,4	17,6	-17,6	Ps1	
173072,1742	554129,219	480	460,6	19,4	-19,4	Ps1	
173001,4136	554147,9003	483	467,1	15,9	-15,9	Ps1	
173000,9808	554143,1608	447	439,5	7,5	-7,5	Ps2	
173000,5394	554138,3266	445	438,2	6,8	-6,8	Ps2	
173000,1153	554133,6819	444	436,9	7,1	-7,1	Ps2	
172999,6825	554128,9425	442	435,3	6,7	-6,7	Ps2	
172999,2411	554124,1083	440	433,9	6,1	-6,1	Ps2	
172999,0333	554121,8333	440	433,6	6,4	-6,4	Ps2	
172998,8169	554119,4636	440	433,7	6,3	-6,3	Ps2	
172998,3842	554114,7242	440	433,7	6,3	-6,3	Ps2	
172997,9514	554109,9847	440	433,6	6,4	-6,4	Ps2	
172997,5186	554105,2453	441	433,3	7,7	-7,7	Ps2	
172997,0858	554100,5058	441	431,4	9,6	-9,6	Ps2	

172996,6531	554095,7664	441	431,5	9,5	-9,5	Ps2
172996,4367	554093,3967	442	431,5	10,5	-10,5	Ps2
172996,2203	554091,0269	442	431,4	10,6	-10,6	Ps2
172995,7962	554086,3823	442	431,4	10,6	-10,6	Ps2
172995,3547	554081,5481	443	431,5	11,5	-11,5	Ps2
172994,9219	554076,8086	443	431,5	11,5	-11,5	Ps2
172994,4892	554072,0692	443	429,1	13,9	-13,9	Ps2
172994,0564	554067,3297	443	426,5	16,5	-16,5	Ps2
172993,84	554064,96	444	426,6	17,4	-17,4	Ps2
172993,6323	554062,6851	444	428,5	15,5	-15,5	Ps2
172993,1908	554057,8508	444	431,3	12,7	-12,7	Ps2
172992,7494	554053,0166	444	433,9	10,1	-10,1	Ps2
172992,3253	554048,3719	444	433,9	10,1	-10,1	Ps2
172991,9012	554043,7273	444	433,6	10,4	-10,4	Ps2
172991,4597	554038,8931	444	435,2	8,8	-8,8	Ps2
173025,3763	554233,1908	444	435,6	8,4	-8,4	Ps2
173026,3682	554228,4189	475	469,6	5,4	-5,4	Ps3
173027,3602	554223,647	474	469,3	4,7	-4,7	Ps3
173028,2938	554219,1558	473	467,4	5,6	-5,6	Ps3
173029,2857	554214,3839	473	466,9	6,1	-6,1	Ps3
173030,2388	554209,7992	473	466,8	6,2	-6,2	Ps3
173030,7445	554207,3664	472	466,5	5,5	-5,5	Ps3
173031,2113	554205,1208	471,5		466 5,5	-5,5	Ps3
173032,1838	554200,4425	471		466 5	-5,0	Ps3
173033,1757	554195,6706	470	466,1	3,9	-3,9	Ps3
173034,1677	554190,8987	470	464,7	5,3	-5,3	Ps3
173035,1013	554186,4075	469	464,4	4,6	-4,6	Ps3
173036,0738	554181,7292	469	464,1	4,9	-4,9	Ps3
173036,56	554179,39	468	462,3	5,7	-5,7	Ps3
173037,0463	554177,0508	467,5	460,6	6,9	-6,9	Ps3
173038,0188	554172,3725	467	460,5	6,5	-6,5	Ps3
173038,9913	554167,6942	466	460,5	5,5	-5,5	Ps3
173039,9443	554163,1094	466	460,5	5,5	-5,5	Ps3
173040,9363	554158,3375	466	458,8	7,2	-7,2	Ps3
173041,7143	554154,5948	467	456,1	10,9	-10,9	Ps3
173042,395	554151,32	467	455,2	11,8	-11,8	Ps3
173042,8618	554149,0744	467	454,7	12,3	-12,3	Ps3
173043,8538	554144,3025	467	455,2	11,8	-11,8	Ps3
173044,8068	554139,7177	467		457 10	-10,0	Ps3
173045,7988	554134,9458	467	458,5	8,5	-8,5	Ps3
173046,7907	554130,1739	467	458,5	8,5	-8,5	Ps3
173047,7438	554125,5892	467	458,7	8,3	-8,3	Ps3
173046,3573	554129,0021	467	458,2	8,8	-8,8	Ps3
173050,5919	554129,7263	466	461,5	4,5	-4,5	Ps4
173054,9112	554130,4649	469	463,2	5,8	-5,8	Ps4
173059,1457	554131,1891	471	459,9	11,1	-11,1	Ps4

173063,2956	554131,8988	474 458,1	15,9	-15,9	Ps4
173067,5302	554132,6229	477 455,9	21,1	-21,1	Ps4
173071,8495	554133,3616	481 456,5	24,5	-24,5	Ps4
173075,9994	554134,0713	485 454,1	30,9	-30,9	Ps4
173080,0646	554134,7665	490 454,3	35,7	-35,7	Ps4
173084,5532	554135,5341	494 473,5	20,5	-20,5	Ps4
173088,7031	554136,2438	495 487,1	7,9	-7,9	Ps4
173092,9377	554136,9679	500 487,7	12,3	-12,3	Ps4
173095,1397	554137,3445	500 497,7	2,3	-2,3	Ps4
173097,0876	554137,6776	504 501,4	2,6	-2,6	Ps4
173101,4916	554138,4307	502 497,7	4,3	-4,3	Ps4
173105,6415	554139,1404	506 478,5	27,5	-27,5	Ps4
173109,876	554139,8646	508 469,4	38,6	-38,6	Ps4
173114,0259	554140,5743	510 472,5	37,5	-37,5	Ps4
173118,3452	554141,3129	512 498,5	13,5	-13,5	Ps4
173120,5472	554141,6895	514	508 6	-6,0	Ps4
173122,5798	554142,0371	515 503,8	11,2	-11,2	Ps4
173126,8991	554142,7757	516	502 14	-14,0	Ps4
173131,049	554143,4854	517 501,7	15,3	-15,3	Ps4
173135,2835	554144,2096	520 499,5	20,5	-20,5	Ps4
173139,4334	554144,9193	520 498,7	21,3	-21,3	Ps4
173143,8374	554145,6724	521 498,9	22,1	-22,1	Ps4
173133,6504	554202,1346	522 499,1	22,9	-22,9	Ps4
173135,2913	554197,6238	522 509,4	12,6	-12,6	Ps5
173136,9321	554193,1129	522 509,5	12,5	-12,5	Ps5
173138,5729	554188,6021	523 509,7	13,3	-13,3	Ps5
173140,2138	554184,0913	523 510,4	12,6	-12,6	Ps5
173141,8546	554179,5804	524 510,6	13,4	-13,4	Ps5
173142,675	554177,325	524 510,8	13,2	-13,2	Ps5
173143,4954	554175,0696	524 510,6	13,4	-13,4	Ps5
173145,1363	554170,5588	524 510,4	13,6	-13,6	Ps5
173146,7771	554166,0479	525 513,4	11,6	-11,6	Ps5
173148,4179	554161,5371	525	514 11	-11,0	Ps5
173150,0588	554157,0263	525 513,9	11,1	-11,1	Ps5
173151,6996	554152,5154	526 512,7	13,3	-13,3	Ps5
173066,78	554099,89	526 511,4	14,6	-14,6	Ps5
173055,39	554100,49	491	491 0,000000	0,000000	Aflo
173071,14	554047,09	476	476 0,000000	0,000000	Aflo
173075,9	554072,61	491	491 0,000000	0,000000	Aflo
173040,54	554191,99	491	491 0,000000	0,000000	Aflo
173124,36	554220,702	475	475 0,000000	0,000000	Aflo
173258,54	554226,39	521	521 0,000000	0,000000	Aflo
173291,35	554155,48	582	582 0,000000	0,000000	Aflo
173232,61	554034,3	593	593 0,000000	0,000000	Aflo
173215,15	554189,35	565	565 0,000000	0,000000	Aflo
173187,63	554075,58	565	565 0,000000	0,000000	Aflo

173244,73	554147,81	543	543	0,000000	0,000000	Aflo
		580	580	0,000000	0,000000	Aflo

Grid Model Statistics

Grid	Name
C:\Users\Diogo\Desktop\Mestrado\sismica\Resultados\Espessura	do	manto de
alteração.grd		

Dimensions:

X-Minimum (western-most node) 172 960,0

X-Maximum (eastern-most node) 173 300,0

X-Spacing (east/west node spacing) 10,0

X-Nodes (east/west points) 35

Y-Minimum (southern-most node) 554 030,0

Y-Maximum (northern-most node) 554 240,0

Y-Spacing (north/south node spacing) ... 10,0

Y-Nodes (north/south points) 22

Node Statistics:

Total Nodes 770
 Minimum node value -23,006801
 Maximum node value 16,683185
 Minimum node value > 0 0,05265
 Mean node value 6,696543
 Standard deviation of node values 6,708441
 Non-zero and non-null nodes 770
 Sum of all node values 5 156,337834
 Center of Mass (x,y) 173 108,128524; 554 127,776997
 Null Values ($z = -1.0e27$) 0

Area/Volume:

Cell Area 100,0
 Map Area ($X*Y$) 71 400,0
 Grid Area (Sum(Cell Area))..... 77 000,0
 Model Volume (Sum(Cell Area*Z)) 515 633,783385
 Non-Zero node area 77 000,0

Slope:

Minimum 0,0
 Maximum 25,9

Mean 8,8

Standard Deviation 5,0

Median 7,8

Skewness 0,69

Kurtosis -0,14

Aspect:

Minimum 0,3

Maximum 359,6

Mean 169,8

Standard Deviation 102,5

Median 172,5

Skewness 0,21

Kurtosis -1,2

Strike:

Minimum 0,2

Maximum 179,7

Mean 93,5

Standard Deviation 48,5

Median 88,1

Skewness 0,01

Kurtosis -1,0